

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Genie industriel

Présentée et soutenue par :

Mme RABAB YASSINE

le vendredi 10 juillet 2020

Titre :

Evaluation de l'efficience probable d'un projet de restauration fonctionnelle et durable d'un cours d'eau

---

Ecole doctorale :

Systèmes (EDSYS)

Unité de recherche :

Laboratoire Génie de Production de l'ENIT (E.N.I.T-L.G.P.)

Directeur(s) de Thèse :

M. FRANÇOIS PERES

MME HELENE ROUX

Rapporteurs :

M. KAMAL EL KADI ABDERREZZAK, EDF CHATOU

Mme ANNE JOHANNET, ECOLE DES MINES D'ALES

Membre(s) du jury :

M. BENOIT CAMENEN, IRSTEA, Président

M. ALAIN RECKING, INRA LYON, Invité

M. ERIC DUVIELLA, IMT LILLE DOUAI, Membre

M. FRANÇOIS PERES, ECOLE NATIONALE D'INGENIEURS DE TARBES, Membre

M. JEAN-MARC TACNET, INRA LYON, Membre

M. LUDOVIC CASSAN, TOULOUSE INP, Membre

Mme HELENE ROUX, TOULOUSE INP, Membre

M. OLIVIER FRYSOU, , Invité

"There are times when I feel like I'm in a big forest
and don't know where I'm going.
But then somehow I come to the top of a hill
and can see everything more clearly.
When that happens it's really exciting."
- Maryam Mirzakhani (1977-2017)

À mon père, mon modèle,
qui m'a involontairement mise sur le chemin
du génie de l'eau ; et qui a suivi l'évolution
de mes travaux dans les moindres détails.
"Dans une prochaine vie, papa,
j'aimerais te reprendre comme père."
- Bernard Werber

Remerciements

C'est avec beaucoup d'émotion et de nostalgie que je fais la rétrospective de ces trois années et demi de thèse, au cours desquelles de nombreuses personnes et structures ont contribué non seulement à l'amélioration de mon travail, mais aussi à mon épanouissement personnel. Cette thèse est incontestablement le résultat d'un travail collaboratif. Un grand merci à vous tous.

Je tiens tout d'abord à remercier mes deux directeurs de thèse **François Pérès** et **Hélène Roux** ainsi que mes deux encadrants **Ludovic Cassan** et **Olivier Frysou**. Je les remercie très sincèrement pour leur aide, leur bienveillance, leur soutien moral et technique. Ils m'ont permis de travailler et d'évoluer dans les meilleures conditions et c'est grâce à eux que cette thèse a été une réussite. Merci en particulier à **François** de m'avoir introduite au monde des approches multicritères et systémiques que je ne connaissais que très peu avant le démarrage ce cette thèse, je le remercie également pour sa gentillesse et son soutien moral surtout durant les dernières répétitions avant la soutenance ; **Hélène** pour son implication sur le volet modélisation hydrologique, ses conseils précieux aussi bien à distance que sur place et sa surtout pour sa gentillesse ; **Ludovic** pour son appui précieux sur la modélisation hydro-sédimentaire et pour nos échanges toujours dans la bonne humeur ; **Olivier** pour son positivisme infaillible et pour le suivi de tous les volets impliqués dans ma thèse. Je leur suis extrêmement reconnaissante de m'avoir permis d'évoluer dans un environnement à la fois scientifique et opérationnel des plus favorables et de m'avoir enseigné l'activité de recherche.

Je remercie également du fond du cœur **Alain Recking** qui a fait partie de l'encadrement "indirect" de cette thèse. Je le remercie pour son accueil à plusieurs reprises à Grenoble et pour le temps qu'il a pu consacrer à mes travaux. Merci de m'avoir permis de me familiariser avec le transport solide en terrain de montagne, de m'avoir conseillée, guidée et initiée aux investigations de terrain.

Je remercie **Anne Johannet**, **Kamal El Kadi Abderrezzak**, **Benoit Camenen**, **Eric Duviella** et **Jean-Marc Tacnet** d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse. Je suis également très reconnaissante pour les échanges très enrichissants que nous avons pu avoir lors de ma soutenance. Je remercie en particulier mes deux rapporteurs, **Anne** et **Kamal**, pour le temps qu'ils ont consacré à la relecture et à l'évaluation de mes travaux.

Un grand merci à **Guillaume Piton** qui n'a pas compté son temps pour m'orienter, m'écouter et m'aider à structurer et à mettre en valeur les différents volets de ma thèse. Je le remercie pour les nombreux échanges aussi bien à distance qu'à Grenoble (je le remercie aussi pour le délicieux repas partagé avec sa petite famille !).

Je remercie également **Johann Blanpied** avec qui j'ai partagé le même terrain d'étude. J'ai beaucoup apprécié nos échanges techniques sur le fonctionnement du bassin versant du Gave de Pau. Sa thèse est une mine d'informations sur laquelle je me suis beaucoup appuyée pour comprendre le comportement des cours d'eau étudiés dans le cadre de ce travail.

Je tiens à adresser mes plus sincères remerciements à **l'Agence de l'Eau Adour Garonne, l'État et la Région Occitanie Pyrénées Méditerranée**)pour leur soutien financier et pour nos échanges très constructifs qui ont fortement contribué à l'amélioration de mes travaux.

Je remercie chaleureusement **Francis Gayou** et **Christophe Peteuil** d'avoir accepté de faire partie de mon comité scientifique. Nos rencontres et nos échanges techniques ont fait murir mon travail.

J'ai eu le plaisir de collaborer avec **Guillaume Delai**, **Aileen Robert**, **Thomas Geay**, **Fabien Levard** et **Sébastien Zanker** dans le cadre de la création de l'Observatoire et Outil de gestion de l'Hydromorphologie des Gaves qui constitue une des principales perspectives de mon travail de recherche. Merci pour les nombreux échanges qui m'ont permis d'évoluer et d'améliorer mes travaux.

Un très grand merci à mes chers collègues du **PLVG** (et qui sont, pour la plupart, devenus mes amis). Le PLVG a été ma structure d'accueil pendant presque 4 ans. J'ai été très chanceuse d'avoir pu travailler dans un

environnement aussi bienveillant et motivant. Je remercie tous mes collègues pour leur soutien (et jusqu'au bout ! Avec leur présence derrière l'écran lors de ma soutenance réalisée dans les conditions particulières imposées par la crise sanitaire), leur présence au quotidien, leur patience, leur réconfort (moral ET culinaire avec les douceurs que l'on peut trouver au PLVG presque toutes les semaines), leur écoute, leur bonne humeur et j'oublie certainement beaucoup de choses. Je remercie en particulier **Orange Raveleau**, ma très chère amie et maman de mon adorable Augustine, qui m'a fait découvrir les magnifiques paysages pyrénéens, m'a soutenue, conseillée et ré-initiée au sport et au dépassement de soi. Un grand merci à **Émilie Mansanné**, pour nos discussions matinales philosophiques avant l'arrivée de tous les collègues, pour sa gentillesse, son soutien psychologique et surtout ses délicieuses lasagnes en compagnie de sa petite famille que j'apprécie tant ! Je remercie également du fond du cœur ma collègue de bureau et amie **Delphine Artigues**, j'ai été plus que chanceuse de pouvoir partager le même bureau qu'elle. Je la remercie pour ses nombreux conseils en Marchés Publics auxquels je n'étais que très peu initiée, pour sa gentillesse, son réconfort, son oreille attentive, sa bonne humeur, nos fous rires, ... Une mention spéciale pour le pôle PI (ou PI pôle !), service au sein duquel j'ai pu évoluer. Merci à **Benoit Thouary** pour nos nombreux fous rires (la pilouse...), sa bonne humeur est si contagieuse ! J'ai été plus que ravie de partager le même bureau que lui pendant ma dernière année de thèse. Un grand merci à **Alain Masy** ou la "grande frite", pour la tranquillité qu'il dégage, pour ses conseils techniques toujours très justes et pour ses blagues toujours très bien placées. Je me sens très privilégiée d'avoir pu évoluer au sein de ce pôle sous la direction bienveillante et encourageante d'**Olivier Frysou** que je remercie infiniment pour sa confiance. J'ai une pensée également pour **Hélène Sazatornil** que je souhaiterai remercier pour son soutien technique, pour sa confiance, pour sa gentillesse et merci d'avoir toujours soutenu mon travail. Un grand merci également à **Benjamin Mazery** et **Michael Sansas** pour leur accompagnement sur le terrain. Je suis encore très admirative de la connaissance qu'ils ont des cours d'eau du bassin versant. Leurs précieux conseils ont considérablement contribué à l'amélioration de mes travaux. Je remercie en particulier **Benjamin Mazery** pour les pizzas partagées sur les têtes de bassins dans des cadres aussi jolis les uns que les autres et surtout pour le nouveau tube musical à écouter lors d'échantillonnages granulométriques : No Wolman no cry ! Enfin un très grand merci à **Emmanuelle Bégué-Loncan**, directrice du PLVG. C'est en très grande partie grâce à elle que cette atmosphère aussi conviviale et bienveillante règne au PLVG. J'ai beaucoup d'admiration pour son management exemplaire, pour la confiance qu'elle nous accorde, pour sa gentillesse et pour son encouragement.

Je remercie très sincèrement les **élus du PLVG** pour leur confiance et les nombreux échanges constructifs que nous avons pu avoir lors des conseils syndicaux ou des comités de pilotage du projet. Je remercie en particulier **Bruno Vinuales** et **Maryse Carrère** qui ont été président(e) du PLVG pendant mes années de thèse. Merci d'avoir encouragé et défendu mes travaux.

J'adresse également mes chaleureux remerciements aux étudiants stagiaires **Mathieu Lucas** et **Israel Félix** qui ont donné de leur personne lors des campagnes de terrain et pour le travail fastidieux de traitement de données.

J'ai également une pensée pour mes collègues de **l'IMFT**, mon laboratoire d'accueil à Toulouse. Merci pour votre accueil chaleureux à chacune de mes apparitions dispersées. Je remercie en particulier **Léo Guiot de La Rochère** qui a démarré sa thèse en même temps que moi. Merci pour tous les moments conviviaux passés ensemble, pour les échanges sur nos sujets respectifs et pour les nombreux conseils de fin de thèse. Un grand merci à **Mathilde Labedan** pour nos évasions sportives lors de mon séjour à Toulouse et pour nos nombreuses discussions philosophiques ! Je remercie également **Judith Eeckman** pour ses conseils et de m'avoir ré-initiée à la course. Enfin, je remercie du fond du cœur **Juliana Alzate Gomez** ma colocataire et amie durant mon séjour à Toulouse. J'ai tellement de gratitude pour tous les moments passés ensemble et pour la chance que j'ai eue de tomber sur une si belle personne. À nos retrouvailles en Colombie !

Je tiens aussi à remercier mes collègues du **LGP**, mon laboratoire d'accueil à Tarbes. Merci à **Eliane**, **Cécile** et **Marie** pour leur gentillesse et leur aide administrative. Je remercie en particulier mes amis qui se reconnaitront sous le nom des **lapins** : **Ayoub Tahiri, Camille Gillet, Danilo Ambrosio, Ferhat**

Tamssaouet, Louis Rodriguez, Maël Thévenot, Margot Bonmatin, Martin Mujica, Nicolas Merlinge, Pauline Mauvy, Guillaume Viné, Yassin Ezayani, Yves Bresson, Fabio Ardiani et Marie Doumeng. Je vous remercie pour votre soutien, pour nos nombreux fous rires et pour les nombreuses soirées animées. J'attends votre visite dans le Sud-Est ! Une mention spéciale pour **Maël Thévenot** que je remercie pour son soutien sans faille, ses mots encourageants et ses conseils de fin de thèse.

Un grand merci aux **"Coraz'" : Aurore Bous, Claire Petitpré, Ghislain Vaillet, Romain Gautier, Sophie Faivre et Vincent Moalic** (présentés par **Margot Bonmatin** que je remercie chaleureusement !) avec qui j'ai eu la chance de partager de nombreux repas et bons moments pendant mon séjour à Toulouse.

Mes amis en France et au Maroc, mon pays natal, ont vécu cette thèse avec moi et ont suivi les nombreux rebondissements qu'elle pouvait présenter. Je les remercie tous affectueusement.

Je remercie particulièrement du fond du cœur mes amies de Nice qui ont fait le déplacement jusqu'à Lourdes pour assister à ma soutenance, sans vous cette journée n'aurait pas eu la même saveur. Merci à **Salwa Bahbah, Sylvia Minder, Lucie Pagliai, Marie Pizepan, Violaine Pamelle et Manon Tremoulet**. J'ai tellement de gratitude pour l'amitié qui nous lie. Merci pour votre soutien sans faille, pour votre bienveillance, pour votre réconfort moral, pour l'organisation de mon pot de thèse et pour votre présence au quotidien.

J'ai également une grande pensée pour ma cousine **Salma Aourid**, avec qui j'ai pu partager l'expérience de la recherche. Je la remercie pour nos échanges réconfortants et pour son soutien moral.

Un grand merci à mes amis du Maroc : **Yasmine Ben Kaddour**, **Nabila El Bouzari**, **Leila El Ouaghmari**, **Malika Mikou**, **Safia Mimoun**, **Meryem Osman** et **Karim Raoud**. Je les remercie très sincèrement d'avoir cru en moi, de m'avoir soutenue et encouragée tout le long de ma thèse.

Je remercie **Karim Mahfoud** d'avoir été présent tout le long de ma thèse, de m'avoir encouragée jusqu'au bout et d'avoir cru en la réussite de ce projet. Merci du fond du cœur.

Enfin, mes plus profonds remerciements vont à ma famille, en particulier à **mes parents Soumia et Mohammed et à mon frère Omar** qui ont vécu cette thèse avec moi et qui m'ont toujours encouragée et poussée à me dépasser. Je les remercie pour leur patience, leur réconfort moral, leur compréhension, leur présence au quotidien et leur soutien inconditionnel. J'espère les retrouver très bientôt, ils me manquent terriblement.

Résumé :
La restauration des cours d'eau de montagne ainsi que l'évolution du contexte hydro-sédimentaire et des facteurs de contrôle associés (climat, modification des usages de sol, reboisement, anthropisation, etc.) ont été amplement étudiées dans les bassins versants alpins. Les cours d'eau pyrénéens restent quant à eux très peu documentés et les connaissances concernant leur dynamique torrentielle sont limitées. Pour autant, les problématiques observées récemment dans ces bassins, et les quelques trajectoires d'évolution renseignées tendent à montrer des changements allant sur la même tendance.

Ce travail de recherche a l'ambition d'aborder, sous une approche globale et systémique, un projet de restauration d'un tronçon de rivière de montagne. La démarche méthodologique adoptée se veut pluridisciplinaire. La dynamique du système est ainsi appréhendée sous différents angles et différentes échelles, nécessitant l'intervention de domaines scientifiques variés (hydrologie, hydraulique, géomorphologie, risques).

Les objectifs de la thèse sont nombreux. Le premier concerne la compréhension des évolutions du tronçon du Lac des Gaves, au sein du bassin versant du Gave de Pau dans les Hautes-Pyrénées et du système torrentiel en amont immédiat. Il s'agit d'identifier les différents forçages (anthropiques et naturels) ayant conduit au contexte hydro-sédimentaire actuel à travers une approche rétrospective et expérimentale. Il résulte de cette analyse une caractérisation de l'évolution du contexte sédimentaire du bassin versant du Gave de Pau sur huit périodes, indiquant que ce dernier se situe toujours dans une période de réajustement post-crue de juin 2013.

Le second concerne la quantification du comportement des flux liquide et solide provenant du système torrentiel amont afin de comprendre leurs effets sur le milieu physique étudié et de fixer des ordres de grandeur. Pour ce faire, une modélisation hydrologique avec le modèle MARINE à l'échelle du bassin versant est effectuée afin de reconstituer les événements de crues majeurs et d'alimenter le modèle hydro-sédimentaire bidimensionnel développé à l'échelle du tronçon avec le modèle TELEMAC. Cette approche montre à quel point il est difficile d'effectuer des estimations précises de l'hydrologie en terrains de montagne et que, si de bons résultats peuvent être observés en aval, il reste compliqué de trouver un consensus pour la calibration du modèle en amont. A l'échelle du tronçon, les résultats témoignent de la difficulté de reproduire l'évolution d'un chenal à morphologie très complexe.

Des calculs de bilans sédimentaires ont également été conduits dans le but d'identifier la quantité de matériaux arrivant au Lac des Gaves et modifiant potentiellement sa morphologie. Cette démarche a permis de sélectionner une formule adaptée au bassin versant du Gave de Pau et d'obtenir des ordres de grandeur des volumes de matériaux provenant du système torrentiel amont.

Enfin, ce projet de restauration suscite vivement l'intérêt de différentes parties prenantes des vallées des Gaves. Les enjeux sont multiples et une mesure de restauration donnée peut impacter significativement la sécurité des biens et des personnes, les différents aspects socio-économiques et la continuité écologique du système. Afin d'intégrer ces différents critères, une approche participative impliquant les parties prenantes du projet est déployée sous la forme d'une méthodologie orientée système. Pour soutenir cette approche, les Réseaux Bayésiens sont utilisés comme outils de modélisation de par leur propension à combiner des connaissances transdisciplinaires, multidimensionnelles et des données de natures diverses. Leur utilisation comme support à la prise de décision dans le cadre d'un projet de restauration de cours d'eau est finalement abordée et appliquée au cas d'étude particulier du Lac des Gaves.

Mots clés : Restauration, Système torrentiel, Approche globale, Modélisation hydrologique, Bilans sédimentaires, Modélisation hydro-sédimentaire, Modélisation participative, Parties-prenantes, Réseaux Bayésiens

Abstract :
The restoration of mountain rivers as well as the evolution of the hydro-sedimentary context and associated control factors (climate, land use change, reforestation, human impacts, etc.) have been widely studied in Alpine catchment areas. However, the Pyrenean watercourses remain very poorly documented and knowledge related to their torrential dynamics is limited. However, the problems observed recently and the evolutionary trajectories documented tend to show the same tendencies.

The aim of this research project is to address, under a global and systemic approach, a restoration project of a mountain river reach. The methodological approach adopted is intended to be multidisciplinary. The system dynamics is thus apprehended from different angles and scales, requiring the intervention of various scientific fields (hydrology, hydraulics, geomorphology, risks).

The objectives of the thesis are numerous. The first addresses the understanding of the evolution of the "Lac des Gaves" reach, within the Gave de Pau watershed in the Hautes-Pyrénées department as well as the torrential system immediately upstream. The aim is to identify the different pressures (anthropic and natural) that led to the current hydro-sedimentary context through a diachronic and experimental approach. The result of this analysis is the characterization of the evolution of the Gave de Pau watershed's sedimentary context over eight periods, indicating that it is still in a post-flood readjustment period.

The second concerns the quantification of the behaviour of liquid and solid flows coming from the upstream torrential system in order to understand their effects on the physical environment studied and to set orders of magnitude. To this end, hydrological modelling with the MARINE model at the watershed scale is carried out in order to reproduce the major flood events and to feed the two-dimensional hydro-morphological model developed at the reach scale with the TELEMAC model. This approach demonstrates how difficult it is to make precise estimates of hydrology in mountainous catchments and that, while good results can be observed downstream, it remains complicated to find a consensus for the calibration of the model upstream. At the section scale, the results reveal the challenge to reproduce the evolution of a channel with a very complex morphology.

Sediment budget calculations were also performed in order to identify the quantity of material arriving at the "Lac des Gaves" and potentially modifying its morphology. This approach made it possible to select a formula adapted to the Gave de Pau watershed and to obtain orders of magnitude of the volumes of sediments coming from the upstream torrential system. Finally, this restoration project is of big interest for the various stakeholders in the Gaves valleys. The stakes are multiple and a given restoration measure can significantly impact the safety of goods and people, the various socio-economic aspects and the ecological continuity of the system. In order to integrate these different criteria, a participatory approach involving the project stakeholders is deployed in the form of a system-oriented methodology. To support this approach, the Bayesian Networks are used as modelling tools because of their propensity to combine transdisciplinary and multidimensional knowledge as well as data of various kinds. Their use as a decision-making support in the framework of a river restoration project is finally addressed and applied to the specific case study of the Lac des Gaves.

Key words : Restoration, Torrential system, Global approach, Hydrological modelling, Sediment budgets, Hydromorphological modelling, Participatory Modelling, Stakeholders, Bayesian Networks

Table des matières

Table des figures 8

Liste des tableaux 8

Notations 9

Introduction 15

I Introduction générale 17

1 Cadre conceptuel 19
1.1 Le système fluvial : un système complexe . . . 20
1.1.1 Généralités sur les systèmes complexes . . . 20
1.1.2 Vue systémique du bassin versant : échelles imbriquées . . . 20
1.1.3 Couplages et interactions multiples . . . 27
1.1.4 Un système complexe particulier : le cours d'eau de montagne . . . 29
1.2 Causes et effets de la dégradation des systèmes fluviaux . . . 39
1.2.1 Anthropisation des cours d'eau : un phénomène généralisé . . . 39
1.2.2 Aménagements et travaux en rivières . . . 40
1.2.3 Contribution du changement climatique . . . 44
1.2.4 Incidences des travaux en rivière . . . 44
1.2.5 Cas particulier des rivières de montagne . . . 48
1.3 La restauration des rivières . . . 53
1.3.1 Définitions . . . 53
1.3.2 Développement historique de la restauration des rivières . . . 55
1.3.3 Formulation d'objectifs réalistes . . . 55
1.3.4 Des exemples de mesures de restauration . . . 58
1.3.5 Prédire pour mieux gérer : challenge des modèles prédictifs . . . 64
1.3.6 La gestion adaptative : agir, évaluer et corriger . . . 65
1.3.7 Évaluer la durabilité des actions . . . 66
1.3.8 Vers une restauration participative . . . 66
1.3.9 Incertitudes et limites . . . 67
1.4 Synthèse . . . 69

2 Cadre géographique 71
2.1 Introduction . . . 71
2.2 Physiographie du bassin versant du Gave de Pau amont . . . 72
2.2.1 Généralités sur le bassin versant du Gave de Pau amont . . . 72
2.2.2 Topographie . . . 73
2.2.3 Cadre morpho-structural . . . 73
2.2.4 Héritages sédimentaires . . . 75
2.3 Cadre hydroclimatologique . . . 76
2.3.1 Cadre climatique . . . 76
2.3.2 Cadre hydrologique . . . 78

2.4 Occupation du sol et enjeux socio-économiques . . . 81
2.4.1 Occupation du sol . . . 81
2.4.2 Enjeux socio-économiques . . . 81
2.5 Contexte d'aménagement du tronçon du Lac des Gaves . . . 83
2.5.1 Le Gave de Pau sauvage . . . 84
2.5.2 La période d'extractions de matériaux . . . 85
2.5.3 Le projet Lac des Gaves : 1989-2002 . . . 88
2.5.4 Incidences du projet Lac des Gaves . . . 88
2.5.5 Exploitation minière . . . 90

3 Cadre de recherche 93
3.1 Introduction . . . 93
3.2 La crue du 18 juin 2013 . . . 93
3.2.1 Explication du phénomène hydro-météorologique . . . 93
3.2.2 Dégâts observés . . . 96
3.3 Crues passées . . . 96
3.4 Questionnement scientifique . . . 99
3.5 Contexte opérationnel du projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves . . . 100
3.5.1 Enjeux du projet . . . 100
3.5.2 Problématique et objectifs . . . 101
3.5.3 Démarche méthodologique . . . 102

II Analyse de l'existant 105

4 Apport de la géomorphologie historique et expérimentale 107
4.1 Introduction . . . 108
4.1.1 Enjeux et questionnements induits par l'analyse historique . . . 108
4.1.2 Enjeux et questionnements induits par les investigations terrain . . . 108
4.1.3 Démarche méthodologique générale . . . 110
4.2 Approche historique . . . 110
4.2.1 Analyse de l'évolution planimétrique : Matériels et méthodes . . . 110
4.2.2 Analyse de l'évolution verticale : Matériels et méthodes . . . 120
4.3 Approche expérimentale : Matériels et méthodes . . . 123
4.3.1 Préparation des investigations terrain . . . 124
4.3.2 Échantillonnages granulométriques . . . 125
4.3.3 Placettes colorées . . . 125
4.3.4 Suivi topo-bathymétrique . . . 127
4.3.5 Mesure du charriage . . . 127
4.4 Résultats . . . 129
4.4.1 Analyse historique planimétrique . . . 129
4.4.2 Analyse historique verticale . . . 141
4.4.3 Résultats de l'approche expérimentale . . . 146
4.5 Discussion générale . . . 156
4.5.1 Discussion sur les réponses de l'approche historique . . . 156
4.5.2 Discussion sur les réponses de l'approche expérimentale . . . 160

III Approche mécaniste **163**

5 Apport de la modélisation hydrologique événementielle **165**
5.1 Introduction . . . 166
5.2 Le modèle MARINE . . . 166
5.2.1 Contexte de développement du modèle . . . 166
5.2.2 Contexte Pyrénéen : le bassin versant du Gave de Pau amont . . . 167
5.2.3 Structure du modèle . . . 167
5.2.4 Description des paramètres du modèle et données requises . . . 170
5.2.5 Calibration et validation du modèle . . . 170
5.3 Implémentation du modèle sur le bassin versant du Gave de Pau amont . . . 171
5.3.1 Données de terrain . . . 171
5.3.2 Données hydrométéorologiques utilisées . . . 174
5.4 Analyse de sensibilité et estimation des incertitudes . . . 176
5.4.1 Bref état de l'art . . . 176
5.4.2 Objectifs de l'analyse de sensibilité . . . 177
5.4.3 Méthode d'analyse de sensibilité : GSA . . . 177
5.4.4 Fonction coût et valeur seuil . . . 178
5.4.5 Analyse événementielle . . . 179
5.4.6 Sensibilité du bassin versant du Gave de Pau aux paramètres d'analyse . . . 183
5.4.7 Un jeu de paramètres pour tout le bassin versant ? . . . 186
5.4.8 Discussion sur la performance de la modélisation . . . 186
5.5 Calibration . . . 188
5.5.1 Définition et objectifs . . . 188
5.5.2 Calibration par bassin versant . . . 189
5.5.3 Jeux de paramètres . . . 190
5.5.4 Stratégie de calibration . . . 192
5.5.5 Couplage avec le modèle hydrosédimentaire 2D . . . 196
5.6 Discussion et conclusion . . . 196

6 Apport des estimations du transport solide et de la modélisation hydro-sédimentaire 2D **199**
6.1 Introduction . . . 200
6.1.1 Enjeux induits par les calculs du transport solide . . . 200
6.1.2 Enjeux induits par la modélisation hydrosédimentaire . . . 201
6.1.3 Organisation du chapitre . . . 201
6.2 Calculs du transport solide . . . 202
6.2.1 Localisation et caractéristiques des sections de calcul . . . 202
6.2.2 Estimation préalable de l'hydraulique . . . 202
6.2.3 Estimation du charriage . . . 206
6.2.4 Validation des calculs . . . 209
6.2.5 Analyse du transport solide à l'échelle annuelle sur le Gave de Pau . . . 212
6.2.6 Analyse du transport solide à l'échelle annuelle sur les Gaves de Cauterets et de Gavarnie . . . 222
6.2.7 Analyse du transport solide à l'échelle événementielle . . . 224
6.2.8 Bilan des calculs du transport solide et perspectives . . . 229
6.3 Modélisation numérique . . . 230
6.3.1 Le modèle hydrodynamique . . . 231
6.3.2 Le modèle morphodynamique . . . 231

6.3.3 Évaluation de la performance des calculs . . . 234
6.3.4 Construction du modèle . . . 235
6.3.5 Calculs hydrauliques . . . 239
6.3.6 Calculs hydro-sédimentaires . . . 241
6.3.7 Résultats . . . 245
6.3.8 Bilan des calculs hydro-sédimentaires et perspectives . . . 254

IV Approche participative **259**

7 Apport de la modélisation participative **261**
7.1 Mise en contexte . . . 261
7.2 Introduction . . . 262
7.3 Cadre de modélisation . . . 263
7.3.1 Contexte collaboratif transdisciplinaire . . . 263
7.3.2 Approche participative . . . 263
7.3.3 Gestion des incertitudes . . . 264
7.3.4 Les Réseaux Bayésiens comme outil d'appui . . . 265
7.4 Méthode . . . 266
7.5 Construction du modèle . . . 269
7.5.1 De l'approche physique... . . . 269
7.5.2 ... à l'approche participative . . . 269
7.6 Résultats . . . 275
7.6.1 Scénario BAU - Business As Usual . . . 278
7.6.2 Scénario AS - Abaissement de seuil . . . 278
7.6.3 Scénario SS - Suppression des deux seuils . . . 279
7.7 Discussion . . . 279
7.7.1 Sur l'aspect participatif . . . 279
7.7.2 Sur les résultats du modèle . . . 281
7.7.3 Sur la performance des Réseaux Bayésiens comme outils de modélisation . . . 281
7.7.4 Sur l'approche participative en général . . . 282
7.8 Conclusion et perspectives . . . 282

Conclusion générale et perspectives **285**

Annexes **295**
A Formules de transport solide . . . 295
B Modélisation participative . . . 299

Bibliographie **311**

Table des figures

1.1 Modèle conceptuel du système fluvial : fonctionnement géomorphologique d'un bassin versant. Focus sur les variabilités à l'échelle du tronçon associées aux contrôles amont, locaux et aval (modifié d'après Piégay (2016)) . . . 24
1.2 Schéma remettant en cause la réversibilité des processus fluviaux avec le concept de trajectoire temporelle d'évolution. Modifié d'après Arnaud (2012) et Dufour and Piégay (2009) (Schumm, 1977; Knighton, 1984) . . . 25
1.3 Schéma illustrant des exemples d'interactions entre variables de contrôle et de réponse au sein d'un système fluvial avec prise en compte de l'influence des activités anthropiques. Modifié d'après (Arnaud, 2012; Jourdain, 2017). . . . 27
1.4 Balance de Lane (Lane, 1955). Illustration classique de la réponse de la pente et de la granulométrie d'un cours d'eau à une modification d'apports solides ou liquides (modifié d'après Borland (1960)). . . . 29
1.5 Diagramme conceptuel représentant les limites ruisseaux - torrents - rivières torrentielles - rivières défini selon des considérations de pentes et de fréquence d'activité géomorphologique (Piton et al., 2018). . . . 31
1.6 Décomposition schématique d'un bassin versant de montagne (Blanpied, 2019; Recking et al., 2013) . . . 33
1.7 Représentation schématique de trois des quatre dimensions de l'hydrosystème fluvial (1 - Dimension longitudinale, 2- Dimension latérale, 3- Dimension verticale) (Amoros and Petts, 1993) et de l'emboîtement de l'hydrosystème dans le système fluvial (modifié d'après Liébault (2003)). La dimension temporelle correspond à la quatrième dimension non représentée. . . . 33
1.8 Schéma conceptuel représentant la cascade sédimentaire dans le système torrentiel (modifié d'après Recking et al. (2013)) . . . 35
1.9 Exemple de zone contributive du Gave de Cauterets au Limaçon (Crédit photo : (Blanpied, 2019), photo prise en 2016) . . . 36
1.10 Représentation des types de crues en fonction des différentes classifications des cours d'eau (Modifié d'après (Besson, 1996)) . . . 39
1.11 Schéma illustrant les différentes évolutions engendrées par les extractions de sables et de graviers (Adapté depuis (Lefort, 2018)). 1) Ligne d'eau avant le début des extractions (profil à l'équilibre) ; 2) évolution de la ligne d'eau durant les extractions et 3) ligne d'eau finale une fois la fosse créée. . . . 43
1.12 Impacts des extractions de granulats sur les fondations du Pont Mollard sur l'Isère à Montmélian. A gauche, photographie du pont fortement affouillé avec ses piles en béton apparentes, confortées par des enrochements. A droite, photographie de l'effondrement du pont suite à la crue de 1981 (crédit photo : SISARC). . . . 43
1.13 Représentation conceptuelle des liens entre les compartiments physiques et biologiques du système fluvial (d'après StillwaterSciences (2005) *in* Arnaud (2012)) . . . 48
1.14 Gros bloc arrêté par une série de barrages de correction torrentielle sur la partie amont du torrent de St. Antoine en Savoie (Photographie extraite de l'article de Piton et al. (2016), crédit photo : Simon Carladous) . . . 51
1.15 Évolution altimétrique des tresses alpines analysée à partir des profils en long des Grandes Forces Hydrauliques entre 1894 et 1930 (d'après Liébault et al. (2013)) . . . 52
1.16 Différentes options de gestion en fonction de la dégradation d'un tronçon fluvial (Arnaud, 2012; Boon and Raven, 2012) (modifié d'après Boon and Raven, 2012) . . . 54

1.17 Cadre conceptuel pour la définition d'objectifs de restauration (d'après Dufour and Piégay, 2009), (dans Arnaud, 2012) . . . 58
1.18 Photographies indiquant l'état du Drac A) incisé dans les argiles avant les travaux de réinjection et B) restauré 3 ans après sur le même site (crédit photo : Association Rivière Rhône Alpes Auvergne (ARRA²)) . . . 61
1.19 Exemple d'action de suppression de seuils successifs pour la restauration du cours d'eau Mareta, Italie. A gauche, prise de vue aérienne datant de 2005, avant restauration. A droite prise de vue datant de 2010, après restauration (Département d'Ingénierie hydraulique, province autonome de Bozen-Bolzano, Italie *in* (Wohl et al., 2015c)). . . . 63
1.20 Principes de la gestion adaptative appliquée à la restauration des cours d'eau (modifié d'après StillwaterSciences (2005) *in* Arnaud (2012)) . . . 65
1.21 Champs de contrainte de la durabilité d'un projet de restauration (d'après Woolsey et al. (2007)). . . . 67

2.1 Présentation du bassin versant du Gave de Pau et de ses principaux sous-bassins versants : les sous-bassins versants du Gave de Cauterets et du Gave de Gavarnie . . . 72
2.2 Topographie générale du bassin versant du Gave de Pau amont (source : BD Alti 25 m, IGN). 73
2.3 Les grandes unités structurales des Pyrénées (Lacan, 2008) *in* (Blanpied, 2019)).CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; ZNP : Zone Nord Pyrénéenne ; ZA : Zone Axial ; ZSP : Zone Sud Pyrénéenne ; CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen . . . 74
2.4 Carte géologique du terrain d'étude (données du BRGM harmonisées et vectorisées 1/50 000ème. La légende ne présente que les couches géologiques dominantes.) . . . 75
2.5 Cascade sédimentaire présentant les relais de processus entre le Pic de Vignemale, le glacier des Oulettes et le lac de Gaube. 1) Orthophotographie datant de 2017 IGN ; 2) Photographie datant de 2017 de la marge proglaciaire et du glacier des Oulettes (blog.elkami.fr) ; 3) Photographie datant de 2017 du Lac de Gaube prise en amont (blog.elkami.fr)(Modifié d'après Blanpied (2019). . . . 77
2.6 Réseau hydrographique du bassin versant du Gave de Pau amont . . . 78
2.7 Profils en long du Gave de Pau sur le secteur d'intérêt (Lac des Gaves) et de ses deux principaux affluents de montagne (réalisés sous SIG à partir du LiDAR 2016 relevé par le PLVG.) . . . 79
2.8 Débit moyen annuel estimé sur 101 années - station hydrométrique de Lourdes (Banque Hydro : http ://www.hydro.eaufrance.fr/) . . . 80
2.9 Mode d'occupation du sol (d'après les données BD CORINE Land Cover (CLC) 2012) et population des villes principales (d'après données INSEE 2015) . . . 81
2.10 Pourcentages des différents types d'occupation du sol présents sur le bassin versant du Gave de Pau (d'après données CLC 2012). Les classes d'occupation du sol sont renseignées sur la figure 2.9 . . . 82
2.11 Diagramme synoptique des installations hydroélectriques sur le bassin versant du Gave de Pau (modifié d'après le site : www.hydrelect.info) . . . 83
2.12 Recensement chronologique des grandes crues et actions anthropiques menées sur le tronçon du Lac des Gaves. L'acronyme LDG désigne le Lac Des Gaves . . . 84
2.13 Le Gave de Pau en tresses vers 1903 : vue vers l'amont depuis le pont de Tilhos autrefois nommé pont de Tilhol (carte postale tirée des archives en ligne des Hautes-Pyrénées : www.archivesenligne65.fr) . . . 85
2.14 Évolution du tronçon du Lac des Gaves avant le début des extractions de granulats en 1959 (à gauche) et un an avant la finalisation du projet de création de lac en 2001 (à droite). Les flèches représentent le sens de l'écoulement. . . . 86

2.15 Recensement des volumes de granulats extraits du tronçon du Lac des Gaves entre 1959 et 2002 (archives DREAL 65) 86
2.16 Plan délimitant la surface d'extractions de matériaux suite à la limite autorisée en 1978 (archives DREAL 65). 87
2.17 Plan et phases d'exploitations du projet de création du plan d'eau du Lac des Gaves (source : archives de la DREAL 65). 89
2.18 Situation des mines de Peñarroya par rapport au Lac des Gaves. Localisation des sites échantillonnés pour la mesure de la qualité physico-chimique des sédiments 90

3.1 Cumul pluviométrique sur trois jours entre le 18 octobre 2012 6h UTC et le 21 octobre 2012 6h UTC sur la chaîne pyrénéenne (max. 372 mm sur Gavarnie) (source : Météo France *in* Géodiag (2014)). Photographies des dégâts de la crue de 2012 sur le quai Saint Jean à gauche et à droite sur l'avenue Paradis (source : Ville de Lourdes). 94
3.2 Manteau neigeux sur le col du Tourmalet, début juin 2013 (source : (Géodiag, 2014)) 95
3.3 Cumul pluviométrique sur deux jours du 17 juin 2013 6h UTC au 19 juin 2013 à 6h UTC sur la chaîne pyrénéenne (max. 183 mm sur Gavarnie) (source : Météo France *in* Géodiag (2014)) 95
3.5 Chronologie des événements majeurs recensés au cours du XIXème et du XXème siècle. 96
3.4 Quelques exemples des dégâts causés par la crue de juin 2013 sur différents cours d'eau du bassin versant. a) La partie amont du Lac des Gaves pendant la crue. Cette photographie illustre l'avulsion qui s'est produite ; un nouveau chenal a été créé sur la plaine d'Adast (rive gauche) qui s'est retrouvée en dessous du niveau du lit exhaussé. Vue vers l'amont ; b) les Gaves de Gavarnie et de Cauterets à leur confluence. Durant l'événement, l'érosion de la rive droite du Gave de Gavarnie a détruit la route départementale permettant l'accès aux villages de Pierrefitte-Soulom qui étaient eux même inondés par le Gave de Cauterets ; c) érosions importantes et destruction de bâtiments situés dans le lit mineur du Bastan ; d) le torrent du Bastan à sa confluence avec le Gave de Gavarnie. Cette photographie illustre l'activité morphologique importante engagée durant l'événement ; e) le Gave de Gavarnie au niveau de la plaine de Saligos, immédiatement après sa confluence avec le Bastan. Des érosions significatives ont été observées à cet endroit. (sources : RTM, DDT65, PLVG) 97
3.6 Barèges suite à l'événement du 3 juillet 1897 (source : http ://inondations.loucrup65.fr). . . . 98
3.7 Repère de la crue de 1897 à Saint-Pé-de-Bigorre (d'après PLVG (2015a)) 98
3.8 Inondation de Lourdes suite à la crue de 1937 (source : http ://inondations.loucrup65.fr) . . . 99
3.9 Le domaine des sanctuaires à Lourdes sous les eaux de la crue de 1979 (source : http ://inondations.loucrup65.fr) 99
3.10 Description schématique de l'organisation du manuscrit et principales questions abordées en fonction des différentes unités morphologiques du bassin versant du Gave de Pau. 103

4.1 Vue d'ensemble des matériels, méthodes et objectifs du chapitre 4 111
4.2 Localisation des sites analysés a) sur le Gave de Pau au niveau du tronçon du Lac des Gaves : LDG_AmSP désigne le tronçon du Lac des Gaves en amont du seuil de Préchac et LDG_AvSP, le tronçon en aval ; b) au niveau des sous-bassins versants amont : GC désigne le Gave de Cauterets et GG le Gave de Gavarnie. 112
4.3 Description des méthodes utilisées pour la désagrégation et l'agrégation spatiale des unités morphologiques étudiées pour l'identification de tronçons fluviaux homogènes (Boîte à outils Fluvial Corridor développée par Roux et al. (2014)). Exemple des largeurs de bande actives en 2019 extraites tous les 20 m en aval du Lac des Gaves 116
4.4 Exemple de source sédimentaire directement connectée au réseau hydrographique située dans le sous-bassin versant du Gave de Gavarnie (BD ORTHO IRC®, IGN©) 118

4.5 Composantes amont et aval de l'IC (d'après Borselli et al. (2008) *in* Cavalli et al. (2013)) . . 119
4.6 Comparaison des IC du bassin versant du Gave de Cauterets en fonction de différentes cibles. A : réseau hydrographie de rang 1 (classification de Strahler), B : réseau hydrographique de rang 2, C : réseau hydrographique de rang 3 120
4.7 Phases d'exploitation du projet Lac des Gaves dont le démarrage a été initié en 1992 123
4.8 Exemple de positionnement de séries de placettes sur le banc sédimentaire C4 du Gave de Cauterets, en amont immédiat de sa confluence avec le Gave de Pau 126
4.9 Illustration de la classification utilisée pour la qualification de la mobilité sédimentaire après une période de hautes-eaux. a) Aucune mobilité ni dépôt ; b) dépôt de sédiments fins ; c) mobilité partielle faible ; d) mobilité partielle moyenne ; e) mobilité partielle forte ; f) disparition de la placette peinte 126
4.10 Exemple de changements morphologiques observés au sein du Lac des Gaves, en aval immédiat du seuil de Beaucens. a) Photographie aérienne localisant les profils en travers concernés ; b) superposition de profils en travers à différentes dates illustrant les évolutions altimétriques, et notamment la tendance au dépôt de matériaux à l'entrée du Lac des Gaves . 127
4.11 a) Préleveur type Toutle River 2 ; b) échantillonneur ELWHA ; c) manipulation du préleveur ELWHA sur le Gave de Cauterets depuis le pont de Soulom (source : Hydrogéosphère) . . . 128
4.12 Tamisage des échantillons collectés en laboratoire (source : Hydrogéosphère) 129
4.13 Cartographie de la bande active en 2010 et 2013 illustrant le phénomène d'élargissement sur les tronçons amont ayant le plus réagi à l'événement de 2013. A : sur le Gave de Cauterets (Zone5_GC) ; B : sur le Gave de Gavarnie, au niveau de la plaine de Saligos, confluence avec le Bastan (Zone2_GG) et C : sur le Bastan au niveau de la ville de Luz-St-Sauveur 130
4.14 Évolution de la largeur moyenne de la bande active du Gave de Cauterets 130
4.15 Boxplots présentant les évolutions des surfaces de bandes actives des tronçons analysés sur le Gave de Cauterets 132
4.16 Évolution des surfaces de bancs sédimentaires présents sur le Gave de Cauterets 133
4.17 Évolution de la largeur moyenne de la bande active du Gave de Gavarnie 133
4.18 Évolution de la largeur moyenne de la bande active du torrent du Bastan 134
4.19 Boxplots présentant les évolutions des surfaces de bandes actives des tronçons analysés sur le Gave de Gavarnie 135
4.20 Évolution des surfaces de bancs sédimentaires présents dans le sous bassin versant du Gave de Gavarnie : 1) les tronçons du Gave de Gavarnie et 2) le torrent du Bastan 135
4.21 Disparition de la zone de tressage historique en aval du seuil de Préchac au niveau du pont de Tilhos (1826-2016) 136
4.22 Évolution de la largeur moyenne de la bande active de l'ensemble du tronçon du Lac des Gaves 137
4.23 Évolution de la largeur moyenne de la bande active sur les deux sous-tronçons analysés : en amont du seuil de Préchac (LDG_AmSP, à gauche) et en aval (LDG_AvSP, à droite) 137
4.24 Boxplots présentant les évolutions des surfaces de bandes actives des tronçons analysés sur le tronçon du Lac des Gaves en amont du seuil de Préchac (LDG_AmSP, à gauche) et en aval (LDG_AvSP, à droite) 137
4.25 Évolution des surfaces de bancs sédimentaires présents le tronçon du Lac des Gaves, en amont du seuil de Préchac (LDG_AmSP), en aval (LDG_AvSP), et entre les deux seuils (LDG) 138
4.26 Grandes tendances d'évolution des bandes actives amont et aval du tronçon du Lac des Gaves entre 1948 et 2016 139
4.27 Grandes tendances d'évolution des bancs sédimentaires en amont et en aval du seuil de Préchac sur le tronçon du Lac des Gaves entre 1948 et 2016 139
4.28 Sources sédimentaires connectées et non connectées des deux sous bassins versants amont . 140

4.29 IC spatialisé sur les sous bassins versants du Gave de Cauterets (A) et du Gave de Gavarnie (B). Le réseau hydrographique de rang 3 est utilisé comme cible . . . 141
4.30 IC spatialisé sur les sous bassins versants du Gave de Cauterets (A) et du Gave de Gavarnie (B). La confluence avec le Gave de Pau est utilisée comme cible . . . 142
4.31 Évolutions altimétriques entre 1913 (en orange) et 2016 (en bleu) pour les trois cours d'eau analysés . . . 143
4.32 Évolutions altimétriques entre 1913 et 2016 sur les tronçons alluviaux du Gave de Gavarnie (GG) et du Gave de Cauterets (GC) . . . 144
4.33 Évolutions altimétriques entre 1913 et 2016 sur le tronçon du Lac des Gaves . . . 145
4.34 Évolutions altimétriques entre 1998 et 2016 sur le tronçon du Lac des Gaves . . . 145
4.35 Évolution des profils bathymétriques du Lac des Gaves entre 2006 et 2012 . . . 146
4.36 Mobilité des placettes colorées après la période de hautes-eaux de 2017 et après la crue décennale de 2018 . . . 148
4.37 Deux exemples de secteurs sur lesquels une mobilité forte a été observée et un exemple sur lequel aucune mobilité n'a été observée lors de la campagne de 2017. C2 sur le Gave de Cauterets au niveau de la plaine de Concé ; H0 sur le Gave d'Héas et P0 sur le Gave de Pau en amont immédiat du seuil de Beaucens . . . 149
4.38 Date des différents suivis réalisés sur le Gave de Pau et ses affluents et débits correspondants à Lourdes au cours de l'année 2018 . . . 150
4.39 Évolution de la morphologie du banc G3 sur le Gave de Gavarnie à sa confluence avec le Gave de Cauterets entre 2016 et 2019. Les carrés rouges indiquent la localisation des placettes colorées . . . 152
4.40 Évolution de la morphologie du Lac des Gaves entre 2016 et 2019. Les carrés rouges indiquent la localisation des placettes colorées . . . 152
4.41 Granulométrie moyenne transportée sur les trois cours d'eau analysés sur 1 minute les 29 et 30 mai 2018 (mesures effectuées par Hydrogéosphère) . . . 154
4.42 Granulométrie moyenne transportée sur les trois cours d'eau analysés sur une minute les 13 et 14 décembre 2019 (mesures effectuées par Hydrogéosphère) . . . 155
4.43 Nombre d'inondations et crues torrentielles recensées par décennie dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (D'après (Antoine, 2009) *in* (Blanpied, 2019)) . . . 157

5.1 Structure du modèle MARINE (traduit depuis Roux et al. (2011)) . . . 168
5.2 Géométrie d'une section en travers du réseau de drainage (traduit depuis Roux et al. (2011)) 170
5.3 Pédologie du bassin versant du Gave de Pau amont. Les codes des unités cartographiées sont définis en annexe (Guiresse et al., 2014; Party et al., 2016) . . . 172
5.4 Composition des sols du bassin versant du Gave de Pau en : A) sable (%), B) limon (%), C) argile (%) et D) épaisseur du sol (m) (extraite du Référentiel Régional Pédologique de la région Midi-Pyrénées : carte des pédopaysages des Hautes-Pyrénées) (Party et al., 2016) . . 173
5.5 Triangle de texture du sol (d'après Rawls et al. (1992) . . . 174
5.6 Localisation des stations pluviométriques et hydrométriques dont les données sont utilisées pour l'implémentation du modèle . . . 175
5.7 Principe de l'analyse de sensibilité (Hornberger and Spear, 1981) et statistique du test de Kolmogorov-Smirnov bilatéral $d_{m,n}$ (modifié d'après Roux (2004)) . . . 178
5.8 Débit observé (points rouges), meilleures simulations (Q NASH) et intervalle d'incertitude issu de la méthode GLUE (quantiles 10-90%) sur le Gave de Pau station Pont de Tilhos. Événements simulés avec des données de pluviomètres au sol . . . 182

5.9 Débit observé (points rouges), meilleures simulations (Q NASH) et intervalle d'incertitude issu de la méthode GLUE (quantiles 10-90%) sur le Gave de Pau station Pont de Tilhos. Événements simulés avec des lames d'eau Radar . . . 183
5.10 Fonctions de répartition a posteriori du paramètre C_Z sur les trois sous-bassins versants pour les événements simulés avec les données des pluviomètres au sol . . . 185
5.11 Fonctions de répartition a posteriori du paramètre C_{KSS} sur les trois sous-bassins versants pour les événements simulés avec les données des pluviomètres au sol . . . 186
5.12 Variation des paramètres de calibration et de validation en fonction des différents événement et des différentes stations. RTF21 désigne le paramètre K_{D1}, RTF22 le paramètre K_{D2}, SRF11 le paramètre C_Z, ITF11 le paramètre C_K et SSTF11 le paramètre C_{KSS} . . . 187
5.13 Représentation des meilleures simulations issues de l'optimisation pour le Gave de Cauterets (événements de 1997 et 2005) . . . 190
5.14 Représentation des meilleures simulations issues de l'optimisation pour le Gave de Gavarnie (événements de 1997, 2012 et 2013) . . . 191
5.15 Représentation des meilleures simulations issues de l'optimisation pour le Gave de Pau . . . 192
5.16 Représentation des meilleures résultats issus des calculs effectués dans le cadre de la stratégie de calibration pour l'événement de 2005 . . . 195
5.17 Représentation des meilleures résultats issus des calculs effectués dans le cadre de la stratégie de calibration pour l'événement de 2013 . . . 195
5.18 Localisation des points de couplage issus du modèle MARINE . . . 197

6.1 Schématisation de la contrainte hydraulique (D'après Recking (2020)) . . . 203
6.2 Évolution de l'hydraulique en fonction de la pente (D'après Recking (2020)) . . . 205
6.3 Courbe de Shields délimitant les domaines de mise en mouvement et de repos des matériaux (D'après Recking (2020)) . . . 206
6.4 Différents types de transport solide pouvant être rencontrés sur les cours d'eau de montagne (D'après Piton and Recking (2017)) . . . 208
6.5 Localisation du piège à matériaux en amont immédiat du seuil de Beaucens, curé au gré des événements de crue ayant eu lieu sur le bassin versant (source : SHEM, (Hydretudes and DynamiqueHydro, 2006)) . . . 211
6.6 Volumes de sédiments retirés au niveau du seuil amont, données utilisées pour l'estimation de la proportion de transport effectué par charriage (source : SHEM, (Hydretudes and DynamiqueHydro, 2006)) . . . 211
6.7 Premiers points constituant la courbe de tarage débit liquide/débit solide des trois cours d'eau suivis . . . 212
6.8 Volumes annuels estimés avec les différentes formules disponibles sur la plateforme BedloadWeb sur la section P0 en amont immédiat du Lac des Gaves. Période de 1995-2006 . . . 213
6.9 Volumes annuels estimés avec les formules retenues sur la section P0 pour la période de 2006 à 2012 pré-crue. Les droites horizontales représentent les fourchettes haute et basse correspondant au pourcentage de charriage estimé à partir du volume total de matériaux piégé dans le Lac des Gaves sur cette période . . . 216
6.10 Sensibilité des formules aux diamètres D_{50} et D_{84}. Période de 2007 à 2012 pré-crue . . . 218
6.11 Sensibilité des formules à la pente. Période de 2007 à 2012 pré-crue . . . 219
6.12 Sensibilité des formules aux diamètres caractéristiques (D_{50} et D_{84}). Crues de 2012 et 2013 221
6.13 Sensibilité des formules aux variations de pente. Crues de 2012 et 2013 . . . 221
6.14 Sensibilité des formules aux diamètres caractéristiques (D_{50} et D_{84}). Période de 2016 à 2019 223
6.15 Sensibilité des formules aux variations de pente. Période de 2016 à 2019 . . . 223

6.16 Volumes annuels estimés sur le Gave de Cauterets. Les barres d'incertitudes ont été définies de manière arbitraire : estimations empiriques $/3$ et $*3$ (Piton and Recking, 2017; Recking et al., 2012; Recking, 2013b). Les points carrés représentent les incertitudes en lien avec la pente ($+/-5\%$) et les autres points, les incertitudes en lien avec les diamètres caractéristiques ($+/-25\%$) . . . 225
6.17 Volumes annuels estimés sur le Gave de Gavarnie. Les barres d'incertitudes ont été définies de manière arbitraire comme les estimations empiriques $/3$ et $*3$ (Piton and Recking, 2017; Recking et al., 2012; Recking, 2013b). Les points carrés représentent les incertitudes en lien avec la pente ($+/-5\%$) et les autres points, les incertitudes en lien avec les diamètres caractéristiques ($+/-25\%$) . . . 226
6.18 Hydrogrammes et solidogrammes événementiels calculés au niveau de la section P0 . . . 228
6.19 Pile de pont en plein milieu de la section d'échantillonnage - Pont de Soulom, Gave de Cauterets (crédit photo : Hydrogéosphère) . . . 229
6.20 Vue d'ensemble de la zone considérée pour la modélisation hydro-sédimentaire et mise en avant des différentes zones d'intérêt . . . 236
6.21 Maillages considérés dans le cadre de la modélisation hydro-sédimentaire . . . 237
6.22 Représentation de la topographie interpolée sur différents secteurs modélisés. A : confluence entre les Gaves de Gavarnie et de Cauterets représentée à partir de l'interpolation du LiDAR de 2016 avec une précision de 5 mètres ; B : confluence entre les Gaves de Gavarnie et de Cauterets à partir de l'interpolation des profils en travers de 2018 interpolés, précision de 5 mètres ; C : secteur du seuil de Préchac et zone de tressage du tronçon du Lac des Gaves à partir de l'interpolation du LiDAR de 2016 avec une précision de 5 mètres, et D : secteur du seuil de Préchac à partir de l'interpolation des profils en travers de 2018 . . . 239
6.23 Courbe de tarage considérée pour la modélisation comme condition limite aval . . . 240
6.24 Ligne d'eau relevée à plusieurs dates considérée pour le calage hydraulique du modèle . . . 240
6.25 Ligne d'eau obtenue pour le meilleur résultat de calage . . . 242
6.26 Hydrogramme de la crue de juin 2018 considéré en entrée du modèle hydro-sédimentaire (source : Banque Hydro) . . . 243
6.27 Zones de calcul du critère BSS sur le tronçon du Lac des Gaves. La grille de points s'étendait sur l'emprise de la zone modélisée (en bleu) . . . 244
6.28 Localisation des zones non érodables sur le tronçon du Lac des Gaves . . . 245
6.29 Comparaison de l'évolution simulée avec la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) aux observations de terrain. Les rectangles noir et rouge représentent les seuils de Beaucens et de Préchac respectivement. La zone en rouge ayant fait l'objet de travaux, elle n'a pas été intégrée à la comparaison . . . 246
6.30 Profils en travers obtenus avec les meilleures simulations comparés aux profils de 2016 et ceux de 2019 . . . 247
6.31 Comparaison des profils en long simulés pour les deux coefficients multiplicateurs du transport solide ($\alpha_{MPM} = 4$ et $\alpha_{MPM} = 12$) aux profils mesurés . . . 249
6.32 Comparaison des profils en long simulés pour les deux contraintes de Shields critiques ($\tau_c = 0.02$ et $\tau_c = 0.06$) aux profils mesurés . . . 250
6.33 Comparaison des profils en long simulés pour les deux formules d'effets de pente aux profils mesurés . . . 251
6.34 Comparaison des profils en long simulés aux mesures pour différents angles de frottement des sédiments . . . 252
6.35 Résultats obtenus pour $k_s = 20\ m^{1/3}/s$ et $k_s = 30\ m^{1/3}/s$. Les rectangles en noir et rouge indiquent la localisation des seuils de Beaucens et de Préchac respectivement . . . 253
6.36 Résultats obtenus avec la formule de frottement de Nikuradse et de Ferguson . . . 253

6.37 Résultats obtenus avec l'introduction du transport par suspension . . . 254
6.38 Comparaison des profils en long simulés pour les diamètres médians 1 cm, 4 cm et 6 cm aux profils mesurés . . . 255
6.39 Résultats obtenus avec la formule de Recking et al. (2013) pour les paramètres énoncés dans le tableau 6.10 . . . 256
6.40 Profils en long issus des meilleures simulations . . . 257

7.1 Exemple de structure d'un RB . . . 266
7.2 Matrice pouvoir/intérêt des parties prenantes . . . 268
7.3 Principales étapes considérées dans le cadre du projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves et positionnement de l'approche participative. L'acronyme MP RB désigne la Modélisation Participative avec les Réseaux Bayésiens . . . 270
7.4 Organisation globale de l'approche participative . . . 272
7.5 Résultats de l'identification des variables . . . 273
7.6 Graphique causal pour l'évaluation des impacts économiques . . . 275
7.7 Graphique causal pour l'évaluation des impacts sociaux . . . 276
7.8 Graphique causal pour l'évaluation des impacts sur la sécurité des biens et des personnes . . . 276
7.9 Graphique causal pour l'évaluation des impacts sur la continuité écologique . . . 277
7.10 Graphique causal pour l'évaluation des impacts sur la continuité sédimentaire . . . 277
7.11 Diagramme d'Influence final pour l'évaluation des impacts sur la sécurité des biens et des personnes . . . 279
7.12 Réseau Bayésien probabiliste final pour l'évaluation des impacts sur la sécurité des biens et des personnes . . . 280
7.13 Schéma prévisionnel d'instrumentation du tronçon du Lac des Gaves (source : PLVG) . . . 292

14 Paramètres σ_0 et ω_0 en fonction de ϕ_{sg} dans la formule de Parker (1990) (D'après Recking (2020)) . . . 297

Notations

Chapitre 1

I^* : balance sédimentaire : potentiel de dépôt ou d'érosion,
$D^* = D_{post}/D_{pre}$: diamètre moyen des sédiments du lit, pre avant et $post$ après la mise en place de barrage,
$Q_l = Q_{lpost}/Q_{lpre}$: débit liquide, pre avant et $post$ après la mise en place de barrage,
$Q_s = Q_{spost}/Q_{spre}$: débit solide, pre avant et $post$ après la mise en place de barrage.

Chapitre 4

A_n : aire érodée ou déposée [m^2],
D_{ij} : distance initiale entre deux points successifs du profil en long [m],
D_{ij*} : distance corrigée entre deux points de contrôle (t_0 : historique et t_1 : actuel) normalisée par t_1 [m],
D_{up} : potentiel de transfert des sédiments vers l'aval[-],
D_x : diamètre du grain (% plus fin que x) [m],
q_b : transport solide par charriage par unité de largeur [g/s/m],
Q_{bei} : taux de transport par charriage par échantillon [g/s],
L_i : largeur au niveau du point d'échantillonnage i [m],
$RMSE$: écart quadratique moyen (Root Mean Square Error) [-],
U_c : incertitude globale propagée,
V_n : volume érodé ou déposé [m^3].

Chapitre 5

A : surface drainée [m^2],
B : résultats corrects ou "Behavioural" [-],
$\overline{B}$: résultats non corrects ou "Non Behavioural",
β : angle de la pente locale [rad.],
C_K : coefficient de correction de la conductivité hydraulique [-],
C_{KSS} : coefficient de correction de la transmissivité latérale du sol [-],
C_Z : coefficient de correction de l'épaisseur du sol [-],
$d_{m,n}$: distance de Kolmogorov-Smirnov [-],
h : hauteur d'eau [m],
H_{Di} : profondeur du tronçon de drainage [m],
i : taux d'infiltration [m/s],
I : cumul d'infiltration [m],
K : conductivité hydraulique à saturation [m/s],
K_{D1} : coefficient de rugosité de Strickler du cours d'eau principal [m$^{1/3}$/s],
K_{D2} : coefficient de rugosité de Strickler de la plaine inondable [m$^{1/3}$/s],
ψ : succion du sol au front de saturation [m],
L : longueur du cours d'eau [m],
LNP : fonction coût considérant l'approche classique des moindres carrés normalisés ainsi que les caractéristiques des débits de pointe,

$Nash$: fonction coût considérant l'approche classique des moindres carrés normalisés,
n_o : coefficient de rugosité de Manning [m$^{1/3}$/s],
θ : teneur en eau locale [m^3/m^3],
θ_i : teneur en eau initiale [m^3/m^3],
θ_s : teneur en eau saturée [m^3/m^3],
q : débit unitaire [m^3/s/m],
Q_s^p : débit de pointe simulé [m^3/s],
Q_o^p : débit de pointe observé [m^3/s],
r : taux de précipitations [m/s],
S : pente du lit [m/m],
S_0 : pente [m/m],
S_f : ligne de gradient d'énergie [m/m],
t_p : temps de submersion [s],
T_s^p : date du pic simulée,
T_o^p : date du pic observée,
u : vitesse d'écoulement de surface [m/s],
W_{Di} : largeur du tronçon de drainage [m].

Chapitre 6

A : section mouillée [m^2],
a : sous-couche de charriage,
α_{MPM} : coefficient multiplicateur de la formule de transport de Meyer-Peter and Müller (1948) [-],
β : coefficient caractérisant l'effet de la pente sur la déviation du transport solide [-],
C_f : coefficient de frottement,
C : coefficient de frottement de Chézy [m$^{1/2}$/s],
$C(z)$: concentration moyenne sur la verticale des sédiments en suspension,
D : diamètre des sédiments [m],
D_{50} : diamètre médian [m],
D_{dn} : chemin d'écoulement d'une particule [-],
D_{up} : potentiel de transfert des sédiments vers l'aval[-],
D_x : diamètre du grain (% plus fin que x) [m],
f : coefficient de Darcy-Weisback [-],
Φ : paramètre d'Einstein [-],
Fr : nombre de Froude $Fr = \frac{U}{\sqrt{gH}}$,
g : accélération de la pesanteur [m/s^2],
H : hauteur d'eau [m],
k_s : hauteur de rugosité caractéristique du diamètre des sédiments [-],
k_s : coefficient de Strickler [-],
k : constante de von Karman,
L : largeur du lit [m],
L_a : largeur active [m],
ω : puissance de l'écoulement [W/m^2],
ϕ : angle de frottement du sédiment [°],
Φ : transport solide adimensionnel [-],
Q : débit liquide [m^3/s],
Q_s : débit solide [kg/s],

Q_{scal} : débit solide calculé [m^3/s],
Q_{smes} : débit solide mesuré [m^3/s],
Q_{sv} : débit solide volumique [m^3/s],
q_s : débit solide unitaire [kg/s/m],
q_{sv} : débit solide volumique unitaire [m^3/s/m],
ν : viscosité d'un fluide [m^2/s],
R : rayon hydraulique [m],
Re : nombre de Reynolds $Re = \frac{UR}{v}$ [-],
ρ : masse volumique de l'eau [kg/m^3],
ρ_s : masse volumique des sédiments [kg/m^3],
s : densité relative, $s = \frac{\rho_s}{\rho}$ [-],
S : pente [m/m],
τ : contrainte [N/m^2],
τ_C : contrainte critique [N/m^2],
τ^* : nombre de Shields, $\tau^* = \frac{\tau}{g(\rho_s-\rho)D}$ ou $\tau^* = \frac{RS}{(s-1)D}$ [-],
τ_C^* : nombre de Shields critique, $\tau_C^* = \frac{\tau_C}{g(\rho_s-\rho)D}$ [-],
u^* : vitesse de frottement [m/s],
(u, v) : composantes de la vitesse moyennée sur la verticale selon les axes x et y,
U : vitesse moyenne [m/s],
V_n : volume érodé ou déposé [m^3],
W^* : transport solide adimensionnel [-],
w_s : vitesse de chute des sédiments en suspension [m/s],
Z_f : cote de fond [m],
Z_{ref} : cote à l'interface entre le charriage et la suspension [m].

Liste d'acronymes

AAPPMA	Association Agréée de Pêche et de Protection du Milieu Aquatique
ADCP	Acoustic Doppler Curent Profiler
AEAM	Adaptive Environmental Assessment and Management
BAU	Business As Usual
BFGS	Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shannp
BFHM	Basse Fréquence Haute Magnitude
BRGM	Bureau de Recherche Géologique et Minière
BSS	Brier Skill Score
DAG	Directed Acyclic Graphs
DCE	Directive Cadre sur l'Eau
DI	Diagramme d'Influence
DREAL	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
DTG	Division Technique Générale
EDF	Électricité de France
ENIT	Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tarbes
GLUE	Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
GSA	Generalized Sensitivity Analysis
IAM	Integrated Assessent and Modelling
IGN	Institut National de l'information Géographique et forestière
IMFT	Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse
IRSTEA	Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture
LGP	Laboratoire Génie de Production
LiDAR	Ligth Detection And Ranging
MARINE	Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes
MES	Matières En Suspension
MM	Mediated Modelling
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MNS	Modèle Numérique de Surface
ONF	Office National des Forêts
PÂG	Petit Âge Glaciaire
PAPI	Programme d'Actions de Prévention des Inondations
PETR	Pôle d'Équilibre Territorial et Rural
PLVG	Pays de Lourdes et des Vallées des Gaves
PNP	Parc National des Pyrénés
PPRI	Plan de Prévention des Risques des Inondations
RB	Réseau Bayésien
RTM	Restauration des Terrains de Montagne
SIG	Système d'Information Géographique
TPC	Tables de Probabilités Conditionnelles

Introduction

Qu'elles soient torrentielles et tumultueuses en fond de vallées encaissées, en tresse s'écoulant à travers les différents îlots et bancs sédimentaires, en zones intra-montagnardes ou encore divagantes et sinueuses en aval, les rivières ont par tous les temps façonné les territoires qu'elles traversent. Leurs variabilités structurelles et temporelles ont participé à la formation d'une identité presque unique propre à chacune. En effet, aucune de ces rivières ne possède le même fonctionnement et chacune présente des particularités singulières avec des hétérogénéités marquées sur tout le linéaire de son cours selon les différents secteurs parcourus. Ces particularités découlent du fait que les cours d'eau et leurs bassins versants sont des systèmes complexes en constant ajustement visant à atteindre un état d'équilibre dynamique (Amoros and Petts, 1993).

L'Homme a très rapidement réalisé le potentiel de l'écosystème dynamique que représente la rivière et en a exploité les nombreuses ressources qu'il peut offrir (eau, énergie, agriculture, navigation, aspects récréatifs, etc.) tout en essayant de se protéger des risques qui lui sont associés (inondations, pollution, assèchement, effondrement de berges par érosion latérale, etc.). A l'image de la dynamique de la rivière, les besoins de l'Homme ainsi que l'amplitude et la nature des pressions exercées sur les cours d'eau ont fortement évolué à travers le temps (Arnaud, 2012). Outre les besoins primaires de nos ancêtres, avec l'évolution des sociétés et le développement économique, de nombreuses activités ont été menées au sein et aux abords des rivières à différentes fins. Des ouvrages ont été construits pour la production hydroélectrique et la prévention des inondations. D'importantes fosses d'extractions ont été creusées dans le lit mineur à des fins d'exploitation commerciale de granulats. Nombre de digues et de protections de berges ont été mises en place au fur et à mesure de l'accroissement de l'urbanisation en bordure de cours d'eau. Cette anthropisation des milieux, a conduit les cours d'eau à s'adapter autour de nouvelles conditions d'équilibre modifiant ainsi leur dynamique et les paysages alentours. En dépit de ces nombreuses tentatives de contrôle, l'espace "rivière" est très loin d'être figé et évolue perpétuellement en réponse aux contraintes engendrées par ces différentes interventions humaines. Les cours d'eau ont, de ce fait, par le biais de processus physiques, continuellement ajusté leurs formes et adapté leur fonctionnement en réponse aux différentes pressions exercées. De ces ajustements découlent des "désagréments" que l'Homme tentera bien souvent de contrôler voire de faire disparaître. Dans ce contexte, de nombreux travaux ont été réalisés avec l'ambition de corriger l'ajustement des cours d'eau initialement engendré par les aménagements antérieurs, superposant et complexifiant ainsi les impacts géomorphologiques, hydrauliques, écologiques et sécuritaires (Catalon, 2015).

Depuis cette volonté de contrôler les cours d'eau, une réelle prise de conscience en lien avec l'amplification des préoccupations environnementales est observée auprès des différentes communautés impliquées remettant ainsi en question cette volonté initiale de maîtriser les cours d'eau. Les cours d'eau sont dès lors considérés comme étant des écosystèmes dont il convient d'assurer la préservation. C'est à partir de ces préoccupations qu'émerge le concept de "restauration" des rivières aujourd'hui considéré comme étant une composante incontournable de la gestion des cours d'eau en France et à l'étranger. Elle est actuellement à l'avant-garde des sciences hydrologiques appliquées et suscite vivement l'intérêt des scientifiques. La restauration d'une rivière est souvent définie par les différentes modifications de ses chenaux, ses annexes hydrauliques, ses plaines inondables ainsi que son fonctionnement hydraulique et sédimentaire (Wohl et al., 2015a). Ces interventions partagent l'objectif d'amélioration des processus hydrologiques, géomorphologiques et écologiques dans un bassin versant dégradé en procédant au remplacement des fonctionnalités perdues, altérées ou compromises du système naturel (Wohl et al., 2005). La mise en avant de la nécessité de restaurer les rivières dégradées dans l'objectif de "corriger les erreurs du passé", a conduit à l'aboutissement de bon nombre de travaux en rivières privilégiant des techniques dites "douces" considérées comme étant plus respectueuses des milieux aquatiques. Pour autant, une bonne partie de ces aménagements a échoué à l'atteinte des objectifs fixés et a mené aux mêmes résultats que les activités anthropiques antérieures, à

savoir la tendance à la stabilisation forcée des cours d'eau et à l'amplification des phénomènes extrêmes. Il se trouve que plusieurs projets de restauration (1) ont manqué d'une compréhension claire des différents processus intervenant dans l'hydrosystème fluvial, (2) ont été abordés à la mauvaise échelle spatio-temporelle en se focalisant uniquement sur le tronçon où les dégradations sont détectées alors que le bassin versant semble être l'unité spatiale la plus adéquate pour intégrer les différentes relations au delà du tronçon (*e.g.* les dépendances amont/aval ou les connexions versant/lit pour en citer quelques unes), (3) n'ont pas considéré les interactions entre les différents domaines de recherche impliqués et (4) n'ont pas procédé à un suivi de la bonne atteinte des objectifs fixés *in situ* (Bernhardt et al., 2005). Ces problèmes suggèrent que les projets de restauration de rivières pourraient bénéficier d'une vue systémique visant à considérer l'objet d'étude dans toute sa complexité à travers la combinaison de plusieurs approches ainsi que la collaboration et l'échange de connaissances entre les différents domaines scientifiques impliqués. Aborder un projet de cette manière permettrait d'acquérir une vision plus holistique considérant le système dans sa globalité et non en un point fixe spécifique, tout en regroupant les disparités relatives à l'intérêt des parties prenantes, aux connaissances scientifiques, aux échelles d'intérêt ainsi qu'aux différentes contraintes pouvant être rencontrées en pratique.

Ce travail de recherche vise à aborder, sous un angle global et systémique, un projet de restauration d'un tronçon de rivière de montagne. Le bassin versant considéré est celui du Gave de Pau dans les Hautes-Pyrénées. La démarche méthodologique employée est pluridisciplinaire et l'objectif est d'appréhender de différentes manières la dynamique complexe du système. Des domaines scientifiques variés interviennent dans le cadre de ces travaux afin de répondre au mieux aux objectifs opérationnels des gestionnaires des cours d'eau.

Ce manuscrit de thèse est divisé en quatre parties. La première partie introductive contient trois chapitres qui abordent le contexte ainsi que les différents verrous scientifiques de ce travail de recherche. Nous proposons d'introduire dans un premier temps le cadre conceptuel pour situer ce projet de recherche au sein des différents avancements scientifiques en lien avec notre thématique. Cette partie détaillera les caractéristiques du système fluvial dans sa globalité en faisant un focus sur le système particulier qu'est le bassin versant de montagne, objet de cette étude. Le cadre géographique sera introduit dans le second chapitre à travers la description des principales caractéristiques du bassin versant du Gave de Pau. Le chapitre III clôture cette première partie introductive et présente le cadre méthodologique de ce projet de recherche au sein duquel des questions scientifiques menant à la présentation des choix méthodologiques et de leurs apports pour répondre aux objectifs fixés seront posées.

La seconde partie est consacrée à un diagnostic géomorphologique basé sur une approche historique et expérimentale au sein de laquelle la trajectoire d'évolution des cours d'eau étudiés est reconstituée. Une approche mécaniste illustrée par une modélisation hydrologique événementielle, des calculs du transport solide et une modélisation hydro-sédimentaire 2D est présentée dans la troisième partie. La quatrième partie clôture la démarche méthodologique et propose une approche participative impliquant les parties prenantes du projet de restauration sous la forme d'une méthodologie orientée système.

Première partie

Introduction générale

CHAPITRE 1

Cadre conceptuel

> *Le lapin blanc mit ses lunettes.-"Par où commencerai-je, s'il plaît à Votre Majesté," demanda-t-il.-"Commencez par le commencement," dit gravement le roi, "et continuez jusqu'à ce que vous arriviez à la fin ; là, vous vous arrêterez."*
>
> Lewis Carroll, *Alice au Pays des Merveilles*, 1899

Sommaire

1.1 Le système fluvial : un système complexe 20
1.1.1 Généralités sur les systèmes complexes 20
1.1.2 Vue systémique du bassin versant : échelles imbriquées 20
1.1.3 Couplages et interactions multiples 27
1.1.4 Un système complexe particulier : le cours d'eau de montagne 29
1.2 Causes et effets de la dégradation des systèmes fluviaux 39
1.2.1 Anthropisation des cours d'eau : un phénomène généralisé 39
1.2.2 Aménagements et travaux en rivières 40
1.2.3 Contribution du changement climatique 44
1.2.4 Incidences des travaux en rivière 44
1.2.5 Cas particulier des rivières de montagne 48
1.3 La restauration des rivières 53
1.3.1 Définitions 53
1.3.2 Développement historique de la restauration des rivières 55
1.3.3 Formulation d'objectifs réalistes 55
1.3.4 Des exemples de mesures de restauration 58
1.3.5 Prédire pour mieux gérer : challenge des modèles prédictifs 64
1.3.6 La gestion adaptative : agir, évaluer et corriger 65
1.3.7 Évaluer la durabilité des actions 66
1.3.8 Vers une restauration participative 66
1.3.9 Incertitudes et limites 67
1.4 Synthèse 69

1.1 Le système fluvial : un système complexe

1.1.1 Généralités sur les systèmes complexes

La "complexité" est une notion qui rassemble un ensemble de concepts dont la signification dépend fortement du contexte (Gell-Mann, 1995; Goldenfeld and Kadanoff, 1999; Liu, 2018; Morin, 2005). La nature d'un système complexe varie en fonction de la discipline qu'il traite. Les avancées scientifiques récentes mettent davantage en exergue cette notion de complexité dans de multiples domaines aussi variés que les sciences humaines, l'environnement, la physique, la biologie, etc. La signification générale de l'adjectif "complexe" décrit un système ou un élément qui, à travers sa fonction ou sa conception, est difficile à comprendre et à vérifier (Liu, 2018). Les multiples variables, les différents couplages entre elles ainsi que les diverses échelles imbriquées font donc du système fluvial, un système répondant parfaitement à la définition de la complexité. Afin de mieux cerner les différentes réponses d'un système à un mécanisme donné, la modélisation des multiples interactions et comportements s'avère être un outil important à considérer. Il est toutefois compliqué d'envisager une modélisation de tous les systèmes complexes de la même manière au vu de leur diversité en termes d'architecture, de domaine traité, de fonction, qui rend impossible la formulation de lois générales les représentant. Comprendre un système et le modéliser au plus proche de la réalité passe donc par la compréhension et la caractérisation de sa complexité.

Le système fluvial, objet d'étude de ce présent travail de recherche, met également en jeu plusieurs notions de la complexité telle qu'elle est définie dans le paragraphe précédent. Ce dernier traite des assemblages d'éléments topographiques ou "unités géomorphologiques" très complexes. Ses deux principaux composants physiques sont le système morphologique et le système de transit. Le système fluvial traverse plusieurs périodes d'ajustement progressif à différentes périodes géologiques à travers des processus normaux d'érosion/dépôt. L'intégrité de cet hydrosystème dépend des interactions dynamiques entre les différents processus hydrologiques, géomorphologiques et biologiques agissant sur ces trois dimensions à travers une large gamme d'échelles temporelles. Les activités anthropiques subies par le système fluvial à différentes époques rajoutent une variable/composante au système, le forçant à réagir et à s'adapter (Piégay, 2016). Un système fluvial ne concerne pas uniquement les différents chenaux le constituant, mais il inclut également l'ensemble du réseau de drainage, les zones de dépôts, les cônes de déjection ainsi que les différents processus de fourniture sédimentaire par les versants. Le système fluvial est donc un système complexe en constante adaptation de ses processus et de ses réponses avec deux composantes physiques principales : le système morphologique des cours d'eau, plaines inondables, cônes de déjection etc. et le système de transit des flux liquides et solides (Chorley and Kennedy, 1971; Piégay, 2016). En plus de la variabilité temporelle, le système fluvial présente une forte variabilité spatiale résultant des différents environnements géologiques, climatiques, topographiques et sociaux. La modélisation et la prédiction du comportement d'un système fluvial est donc fortement compliquée par ces multiples variabilités. Les particularités du système fluvial brièvement évoquées dans cette section seront abordées de manière plus détaillée dans les sections suivantes.

1.1.2 Vue systémique du bassin versant : échelles imbriquées

Le concept de "système" a été introduit pour la première fois par Bertalanffy (1932). Un système peut être défini comme une combinaison cohérente de plusieurs éléments qui forment un ensemble complexe avec plusieurs connexions, interrelations et transferts d'énergie possibles entre eux (Scheidegger, 1992). La théorie générale des systèmes (Bertalanffy, 1951) a très tôt décrit la structure d'un système incluant la hiérarchie ainsi que les unités et sous unités agencées en cascade, les différentes interactions entre les unités et les sous unités et l'évolution temporelle d'un système associée aux réponses aux changements de conditions extérieures (Chorley and Kennedy, 1971). Pour résumer, un système peut être qualifié de la manière suivante :

- Un ensemble d'éléments identifiés par des attributs variables ;

- Un ensemble de relations entre ces attributs ;
- Un ensemble de relations entre ces attributs et l'environnement.

En géomorphologie, la tradition favorise la considération des systèmes de façon mécaniste. Les éléments représentés sont des entités mécaniques (particules, pente, etc.) interagissant entre elles de manière complexe. Toutefois, cette discipline pourrait bénéficier d'une approche plus systémique. C'est sur cette tendance que ces dernières décennies ont vu émerger l'utilisation de la vue systémique comme outil de gestion et d'organisation de projets environnementaux. Même si elles permettent d'acquérir des connaissances robustes sur les processus, les approches localisées ou réductionnistes n'ont pas la capacité d'amener vers une compréhension globale des rivières et de leurs évolutions (Piégay, 2016). Dans ce contexte, une approche systémique fournit un cadre intéressant pour développer une vision intégrée des différents processus et formes géomorphologiques à diverses échelles spatio-temporelles. Les gestionnaires des cours d'eau apprécient particulièrement cette vision leur permettant de mettre en place des techniques de gestion pérennes intégrant les différentes connaissances scientifiques sur le système.

Approcher la rivière sous un angle systémique consiste à considérer la diversité des contrôles environnementaux s'appliquant à l'échelle du bassin versant qui lui même est inclus dans un ensemble géographique auquel il correspond (Liébault, 2003; Schumm, 1977). Les formes fluviales telles qu'elles sont observées à un instant donné sont le résultat d'une histoire complexe, constituée d'ajustements pouvant être aussi bien lents et progressifs que soudains. Les principaux acteurs influençant le système sont l'Homme et le climat. Leurs actions sont différentes et elles se déroulent à des pas de temps variables et, selon la sensibilité dépendant du contexte général, elles peuvent soit amplifier soit atténuer la réponse du cours d'eau. Cette sensibilité peut elle-même dépendre d'une longue histoire climatique et géologique que nous pouvons retrouver dans le paysage sous forme d'héritages. Ces derniers constituent la signature de la rivière et du bassin versant dont elle dépend et ils définissent la nature des processus géomorphologiques observés à l'instant présent (Liébault, 2003).

Deux concepts complémentaires permettent de considérer la rivière et ses espaces fonctionnels sous une vue systémique : le *système fluvial* qui symbolise les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant (Schumm, 1977) ; *l'hydrosystème fluvial* qui considère les échanges de matières et d'énergie entre la rivière et sa plaine alluviale (Amoros and Petts, 1993). Si le système fluvial formalise un concept purement géomorphologique s'intéressant particulièrement à l'organisation spatiale des transferts sédimentaires à l'échelle du bassin versant, l'hydrosystème quant à lui considère le fonctionnement écologique tout en prenant en compte les processus hydrologiques et géomorphologiques également. Il s'agit donc de considérer ces deux concepts de manière complémentaire tant par l'échelle d'étude que par les processus considérés. En effet, l'hydrosystème peut être vu comme une sous-entité du système fluvial, permettant de mieux appréhender les différents échanges transversaux entre la rivière et ses annexes. Ne considérer que le concept du système fluvial tel qu'il a été présenté par Schumm (1977) sans prendre en compte le concept de l'hydrosystème d'Amoros and Petts (1993) reviendrait à négliger des mécanismes importants se manifestant à une échelle plus fine que celle du système fluvial. Toutefois, le système fluvial présente également un champ de vision intéressant et indispensable lorsqu'il s'agit de comprendre les relations entre les formes fluviales et les changements affectant le bassin versant.

D'un point de vue spatial, le système fluvial se focalise sur la dimension longitudinale du bassin versant à travers son découpage en trois secteurs répartis de l'amont vers l'aval : la *zone de production*, composée de l'ensemble des versants et têtes de bassin ayant pour fonction principale la production de sédiments alimentant les cours d'eau qui les évacuent progressivement vers l'aval ; la *zone de transfert*, assurant le transfert des sédiments disponibles vers l'aval ; la *zone de stockage* où la plupart des sédiments sont déposés. Cette vision laisse entendre que l'influence des versants et des apports associés est atténuée de l'amont vers l'aval. Cette atténuation se justifie par la formation progressive d'une plaine alluviale, formée des apports successifs provenant de l'amont. Le découpage fonctionnel peut être considéré à différentes échelles. Le

bassin versant torrentiel peut par exemple être considéré soit comme une zone de production sédimentaire lorsqu'il est considéré comme une entité d'un vaste réseau de drainage, soit comme un système fluvial à part entière lorsqu'il s'agit d'appréhender son organisation interne, traditionnellement découpée en un bassin de réception (zone de production), un chenal d'écoulement (zone de transfert) et un cône de déjection (zone de stockage) (Liébault, 2003). Une section entière sera dédiée au cas particulier du système torrentiel.

Le concept de l'hydrosystème quant à lui insiste sur le caractère multivarié de la mosaïque fluviale ainsi que sur la bidirectionnalité des flux. De manière simplifiée, il s'agit d'un système composé de l'eau et des milieux aquatiques au sein d'un ensemble géographique délimité. Dans ce cadre, la mosaïque fluviale est considérée de manière longitudinale, transversale et temporelle. Cette vue insiste également sur la hiérarchisation spatiale et fonctionnelle des unités emboîtées formant le système. Les *unités fonctionnelles* (unité homogène comprenant des peuplements végétaux, un biotope et des animaux spécifiques) sont influencées par la dynamique des *ensembles fonctionnels* (ensemble d'écosystèmes dirigés par les mêmes processus dynamiques à l'exemple de la forêt alluviale) qui eux-mêmes sont conditionnés par le *secteur fonctionnel* (tronçon alluvial ayant un style géomorphologique propre). Ce concept lié aux problématiques écologiques ne sera pas directement traité dans le cadre de ce travail de recherche. Toutefois, une attention particulière a été portée à la dimension transversale en plus des relations étroites entre les différentes zones fonctionnelles amont-aval, omniprésentes dans un bassin versant de montagne. Notre zone d'intérêt étant basée au sein d'une plaine alluviale, il était de ce fait primordial de considérer l'influence de la dimension transversale sur la dynamique des formes fluviales (bande active, bancs sédimentaires, chenal en eau, etc.).

Il s'avère toutefois que ni le concept de l'hydrosystème ni celui du système fluvial ne considèrent explicitement l'Homme comme un élément du système, souvent pris en compte comme un facteur externe agissant sur le système de la même manière que la lithologie ou le climat. Le concept de l'hydrosystème a déjà été considéré comme étant une avancée élargissant le système fluvial et ses variables physiques ajoutant l'influence de la biologie et de la chimie sans pour autant intégrer les humains qui sont toujours considérés séparément (Piégay, 2016). Un nouveau paradigme est actuellement en train d'émerger du nom d'*"anthroposystème"*, dans lequel l'Homme fait partie des systèmes fluviaux, et qui considère les avantages des activités de préservation de la rivière, la réduction des crues, la gestion et la restauration. De plus, ce dernier suggère que l'état de "référence" pour la restauration des rivières ne doit plus renvoyer vers des unités morphologiques parfaitement naturelles. Les cours d'eau anthropisés peuvent également valoriser des écosystèmes intéressants et faire émerger de nouveaux challenges pour l'ingénierie écologique et la géomorphologie fluviale.

L'analyse systémique du système fluvial peut donc être basée sur la comparaison de plusieurs unités spatiales correspondant aux composants du système. Comme précisé précédemment, le système fluvial présente différents *composants* (*e.g.* unités géomorphologiques) imbriqués (réseau de drainage > tronçons de rivière > unités de cours d'eau > patchs sédimentaires) décrits par des *attributs* (*e.g.* un tronçon de rivière peut être défini par sa géométrie, les processus liés au transport solide et liquide ainsi que les différents changements morphologiques).

La géomorphologie fluviale est une science de synthèse mettant en relation les géosciences, la géographie et l'ingénierie appliquée (Kondolf, 1997). Jusqu'à la fin des années 1980, les études sur les rivières françaises ont été conduites sur la base d'approches monographiques [1]. En effet, les différentes recherches sur l'hydrologie et les formes fluviales ont été conduites indépendamment (Bravard, 1988). Ce n'est que depuis ces deux dernières décennies que l'analyse des comportements des rivières, de l'impact des crues sur la société riveraine, ainsi que l'analyse conjointe des structures et le fonctionnement physique des rivières en lien avec la faune et la flore est devenu plus fréquent sur la base d'une approche systémique aux hydrosystèmes (Arnaud-Fassetta et al., 2009; Amoros and Petts, 1993). L'évolution de l'approche scientifique est en lien avec (Piégay et al., 2010) :

1. Étude exhaustive limitée à un seul aspect

- le besoin de gérer des systèmes fluviaux différemment en fonction de leur adaptation aux besoins sociaux ;
- un intérêt grandissant quant aux paysages et un environnement en bonne santé ;
- la volonté de concilier plusieurs usages des plaines inondables ;
- une gestion durable des écoulements liquide et solide ;
- la considération des systèmes fluviaux comme étant des infrastructures naturelles au sein desquelles des fonctionnalités de conservation et de restauration de l'expansion de crues, d'autoépuration de l'eau et des zones humides y sont maintenues. De nouvelles technologies pourraient y être développées par l'éco-ingénierie, afin d'assurer le développement durable pour la société.

1.1.2.1 Vue multi-échelles

Le système fluvial et ses composants peuvent être évalués à différentes échelles spatiales et avec des degrés de détails différents en fonction de l'objectif de l'étude qui s'y rapporte. L'échelle du bassin versant, à l'origine des crues et de la production sédimentaire, est très intéressante lorsqu'il s'agit de comprendre et d'identifier les principaux facteurs influençant les évolutions de la morphologie des chenaux. A l'échelle du tronçon, il est possible de remonter le temps et de retracer l'histoire du cours d'eau à travers la définition de sa trajectoire d'évolution. A une échelle encore plus fine, celle des unités du cours d'eau, il est possible de mesurer avec une précision suffisante les caractéristiques hydrauliques et le transport solide. Au sein même de cette unité, la granulométrie peut être un élément important fournissant des informations quant à l'origine des sédiments ou la nature de la charge sédimentaire (Liébault, 2003).

Le système fluvial est caractérisé par des contrôles asymétriques dans le sens où les échelles les plus larges influencent les échelles les plus petites (*e.g.* influence du bassin versant sur les tronçons) alors que l'inverse est rarement vrai (Fig. 1.1) (Piégay, 2016). A une échelle plus fine, les changements affectant un tronçon de rivière donné influencent de la même manière le fonctionnement du faciès sédimentaire et de la végétation. Un barrage peut par exemple provoquer une incision en aval, un pavage et par conséquent une simplification du style fluvial. Si les échelles plus larges ne sont pas considérées, il est difficile pour un écologiste par exemple d'expliquer l'abondance ou le déclin d'une population piscicole à l'échelle du tronçon en comparaison à une autre ailleurs, d'imaginer une solution de restauration durable ou des actions d'atténuation efficaces.

Différents composants du système fluvial peuvent être examinés à différentes échelles sans qu'aucun ne soit totalement ignoré, car l'hydrologie, l'hydraulique, la géologie et la géomorphologie interagissent à toutes les échelles au même titre que les pressions anthropiques. Ceci met en exergue le fait que le système fluvial doit être considéré dans sa globalité même si l'investigation ne porte que sur une petite partie du cours d'eau (Piégay, 2016).

A l'échelle du tronçon, le système fluvial est considéré comme un ensemble de variables. Certaines sont dites de contrôle et sont considérées indépendantes (Q_s, le débit solide, et Q_l, le débit liquide) et d'autres sont dites ajustables, internes ou encore dépendantes (forme du chenal, pente, profondeur et largeur). Le cours d'eau est considéré comme étant en équilibre dynamique quand toutes les variables d'ajustement oscillent légèrement autour d'une moyenne au cours du temps. Lorsque les variables de contrôle changent, le système fluvial subit lui aussi des changements corrélés, les variables dépendantes s'ajustant à un nouvel équilibre. Ce concept d'équilibre dynamique sera abordé de façon plus détaillée plus loin dans le manuscrit.

Le comportement d'un système fluvial est loin d'être identique d'un bassin versant à un autre. En effet, il est possible de rencontrer certains systèmes capables de s'ajuster rapidement aux changements tandis que d'autres sont plus résistants. La taille des bassins versants à elle seule peut illustrer ces propos. Les systèmes fluviaux peuvent drainer de très vastes bassins versants d'environ 7 millions de km^2 si nous considérons

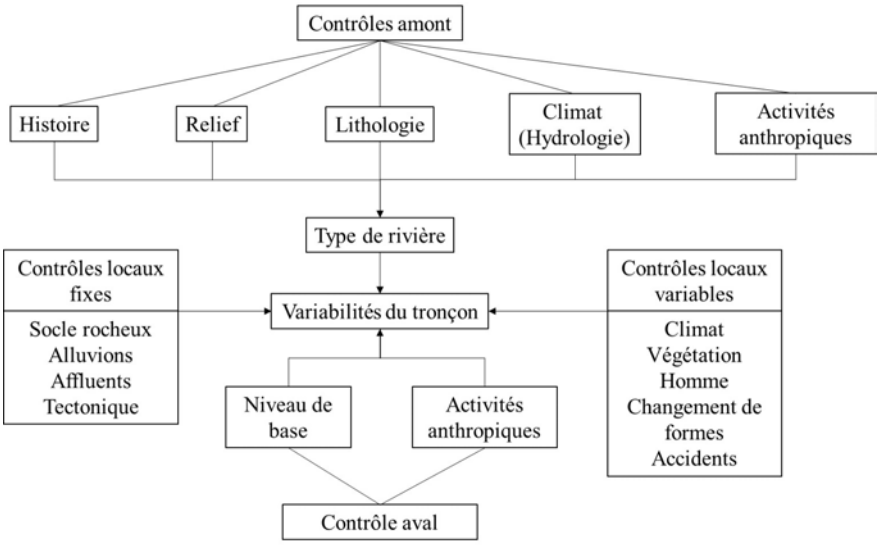


FIGURE 1.1 – Modèle conceptuel du système fluvial : fonctionnement géomorphologique d'un bassin versant. Focus sur les variabilités à l'échelle du tronçon associées aux contrôles amont, locaux et aval (modifié d'après Piégay (2016))

l'exemple de l'Amazone comme de petits bassins versants d'environ quelques hectares. Pour simplifier la compréhension de l'agencement complexe des unités morphologiques comprises dans un système fluvial, sa dimension longitudinale est traditionnellement divisée en trois zones : la zone de production sédimentaire, la zone de transit et la zone de dépôt (Schumm, 1977). Chacune de ces zones est elle même considérée comme étant un système à part entière qui possède son propre jeu d'attributs morphologiques, en lien avec le débit liquide et le transport de matériaux (Piégay, 2016).

L'échelle temporelle d'ajustement des cours d'eau peut être divisée en deux parties majeures : les modifications temporaires des cours d'eau liées à un événement ponctuel ayant la capacité de modifier fortement le cours d'eau à l'exemple des grandes crues, à l'opposé de l'échelle long-terme représentant plutôt des changements irréversibles. Le concept très pertinent des "seuils géomorphologiques" énoncé par Schumm (1973) suggère que des changements peuvent être en train de se produire lentement au sein d'un cours d'eau et ce de manière continue sans qu'un observateur ne puisse s'en rendre compte jusqu'à l'atteinte d'un certain seuil critique à partir duquel ces changements sont visibles (Fig. 1.2) (Piégay, 2016; Church, 2017). Par ailleurs, les modifications morphologiques visibles ont tendance à se manifester avec un certain décalage par rapport aux facteurs les contrôlant. Ce temps de décalage dépend non seulement des processus influençant la cascade de changements en aval mais aussi de la sensibilité du cours d'eau face à ces changements. Si nous faisons le choix de suivre la théorie de l'anthroposystème, intégrant les pressions humaines omniprésentes depuis plusieurs siècles, les rivières réagissent à ces facteurs à différentes échelles temporelles et à différents endroits du bassin versant, ce qui peut induire plusieurs temps de décalage différents et, par conséquent, différentes combinaisons de réponses du cours d'eau (*e.g.* rétractation ou élargissement de la bande active, aggradation ou incision, changement de la granulométrie, etc.).

Le concept du système fluvial peut donc permettre d'intégrer un cas d'étude localisée dans une plus grande échelle spatio-temporelle permettant de considérer les influences de l'amont sur le tronçon étudié ainsi que les tendances d'évolution long-terme. Durant ces dernières décennies, plusieurs études adoptant une approche de ce genre ont apporté divers éléments intéressants permettant d'appuyer le caractère complexe de l'évolution historique des cours d'eau (Arnaud, 2012; Bravard and Peiry, 1993; Piégay et al., 2010). Dissocier la dimension spatiale de la dimension temporelle peut donc paraître, au vu des éléments présentés

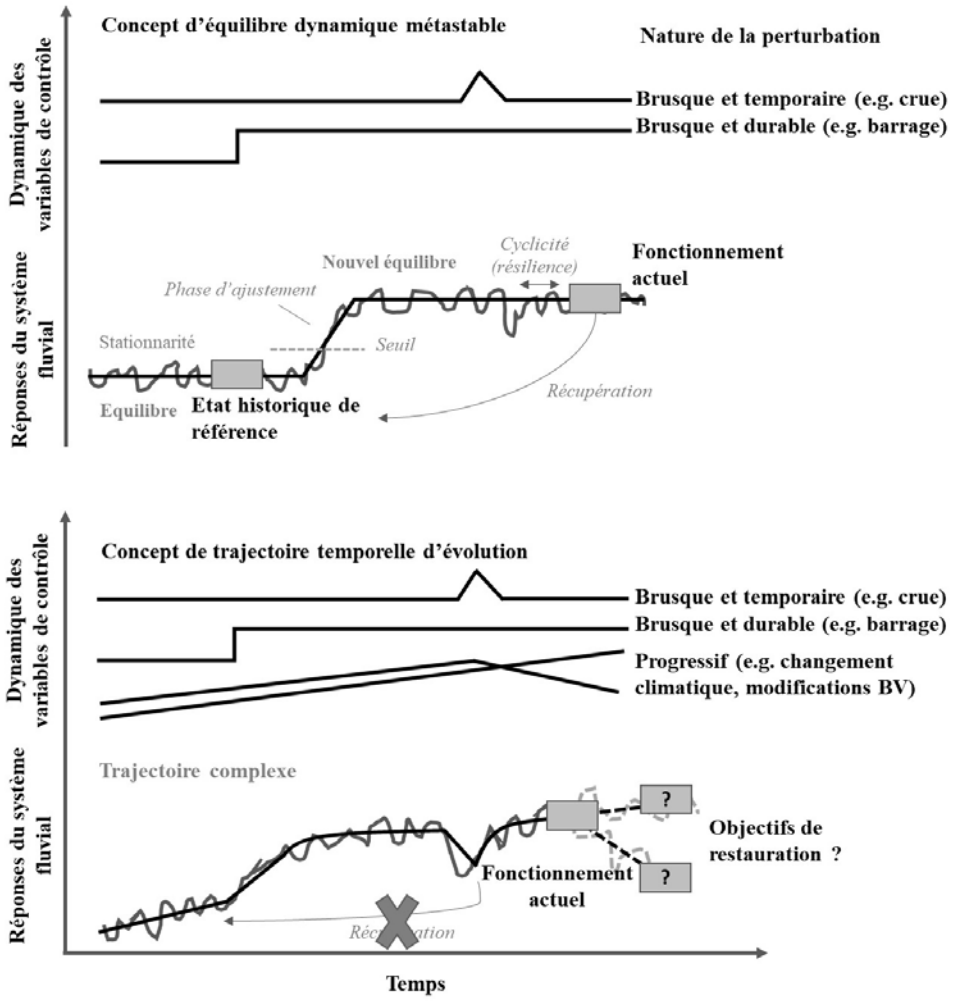


FIGURE 1.2 – Schéma remettant en cause la réversibilité des processus fluviaux avec le concept de trajectoire temporelle d'évolution. Modifié d'après Arnaud (2012) et Dufour and Piégay (2009) (Schumm, 1977; Knighton, 1984)

précédemment, peu naturel étant donnée l'interconnectivité de ces dimensions. En effet, les caractéristiques spatiales influencent fortement les dimensions temporelles, la localisation influence, par exemple, la fréquence et la durée des entrants à un corridor fluvial (Wohl, 2018). Un tronçon de rivière situé en tête de bassin, représente un autre exemple de l'influence de la dimension spatiale sur la dimension temporelle étant donné que ce dernier possède une probabilité élevée de mobilité de sédiments et de bois/flottants dans le corridor fluvial en comparaison à un tronçon de rivière situé plus en aval dans le réseau de drainage. D'autre part, les différences de fréquence et de durée d'un processus influencent les processus et formes d'un corridor fluvial ainsi que sa résilience. Les caractéristiques spatiales et temporelles interagissent donc pour créer un "contexte géomorphologique" qui influence la morphologie contemporaine d'une rivière, les taux et processus par lesquels les divers matériaux transitent dans le corridor, ainsi que les ajustements de formes et de processus en réponse aux perturbations (Arnaud, 2012; Wohl, 2018).

Les connaissances basiques concernant la physique du mouvement de l'eau et des sédiments vers l'aval au sein d'un cours d'eau peuvent être considérées comme étant cohérentes d'un emplacement dans le réseau de drainage à un autre. Toutefois, les détails concernant (i) l'ampleur, (ii) la localisation précise, (iii) la chronologie des entrées d'eau et de sédiments, (iv) la manière dont les flux d'eau et de sédiments

interagissent avec les conditions limites physiques d'un cours d'eau ainsi qu'avec la végétation rivulaire et les organismes aquatiques, (v) comment l'histoire structure la rivière contemporaine et sa réponse aux perturbations ; influencent l'expression de la physique sous-jacente. Pour ces raisons, il n'existe pas de manière universelle de décrire quantitativement et de prédire les processus et formes qui sont limitées par des caractéristiques spécifiques au site étudié. Considérer le contexte spatio-temporel d'une rivière améliore significativement la compréhension des processus et formes contemporains, la résilience [2] et les trajectoires d'évolution (**?**Wohl, 2018).

1.1.2.2 Vue multi-variables

Dans cette section nous présentons les variables influençant le système fluvial (dites de contrôle) et les variables d'ajustement (dites de réponse) (Fig. 1.3).

Variables de contrôle

La morphologie d'une rivière est directement influencée par plusieurs variables représentant les caractéristiques du bassin versant et du corridor fluvial. Une liste non exhaustive des variables de contrôle de premier ordre est présentée ci-après (Jourdain, 2017; Malavoi et al., 2011) :

- La géométrie de la vallée, particulièrement sa largeur et sa pente. Cette dernière est imposée au cours d'eau par la géologie présente (tectonique, lithologie, etc.) ;
- Les apports liquides, variables selon le climat et la configuration du bassin versant ;
- Les apports solides, en d'autres termes la quantité, la taille et les particularités des matériaux transportés par le chenal.

Il peut paraître curieux de considérer la dernière variable comme étant une variable de contrôle étant donné qu'elle même dépend des deux premiers facteurs présentés. En effet, les caractéristiques des matériaux transportés dépendent directement de la géologie locale ainsi que de la capacité des versants à fournir des matériaux au cours d'eau, ce qui dépend à la fois de la géologie et de la topographie du bassin versant (nature de la roche, relief : pente), de la couverture des sols (la présence de végétation sur les versants les rend plus difficilement érodables et limite par conséquent la fourniture de matériaux en comparaison à un versant nu). Les apports liquides contribuent également à la mobilité sédimentaire vers et au sein du cours d'eau. Il s'agit là justement d'un des éléments contribuant à la complexité du système fluvial au sein duquel plusieurs interactions imbriquées peuvent se produire.

Variables de réponse

Elles représentent le degré de liberté dont dispose un cours d'eau pour accomplir ses fonctions de base : transporter le débit liquide et la charge solide. Une liste non exhaustive des variables de réponse est présentée ci-dessous :

- Les caractéristiques géométriques du système fluvial : sa largeur, en d'autres termes l'espace occupé par le chenal actif et par la végétation riveraine, sa profondeur, sa pente et sa forme (sinuosité, nombre de chenaux, présence de bancs sédimentaires) ;
- La taille et la quantité des sédiments transportés.

Les variables de contrôle et de réponse sont interdépendantes. La section suivante a justement pour objectif de décrire les différents couplages et interactions entre les variables de contrôle et de réponse à travers le cadre conceptuel classique représenté par la Balance de Lane (Lane, 1955).

2. Résilience : capacité du système fluvial à retrouver un fonctionnement normal après avoir subi une perturbation donnée

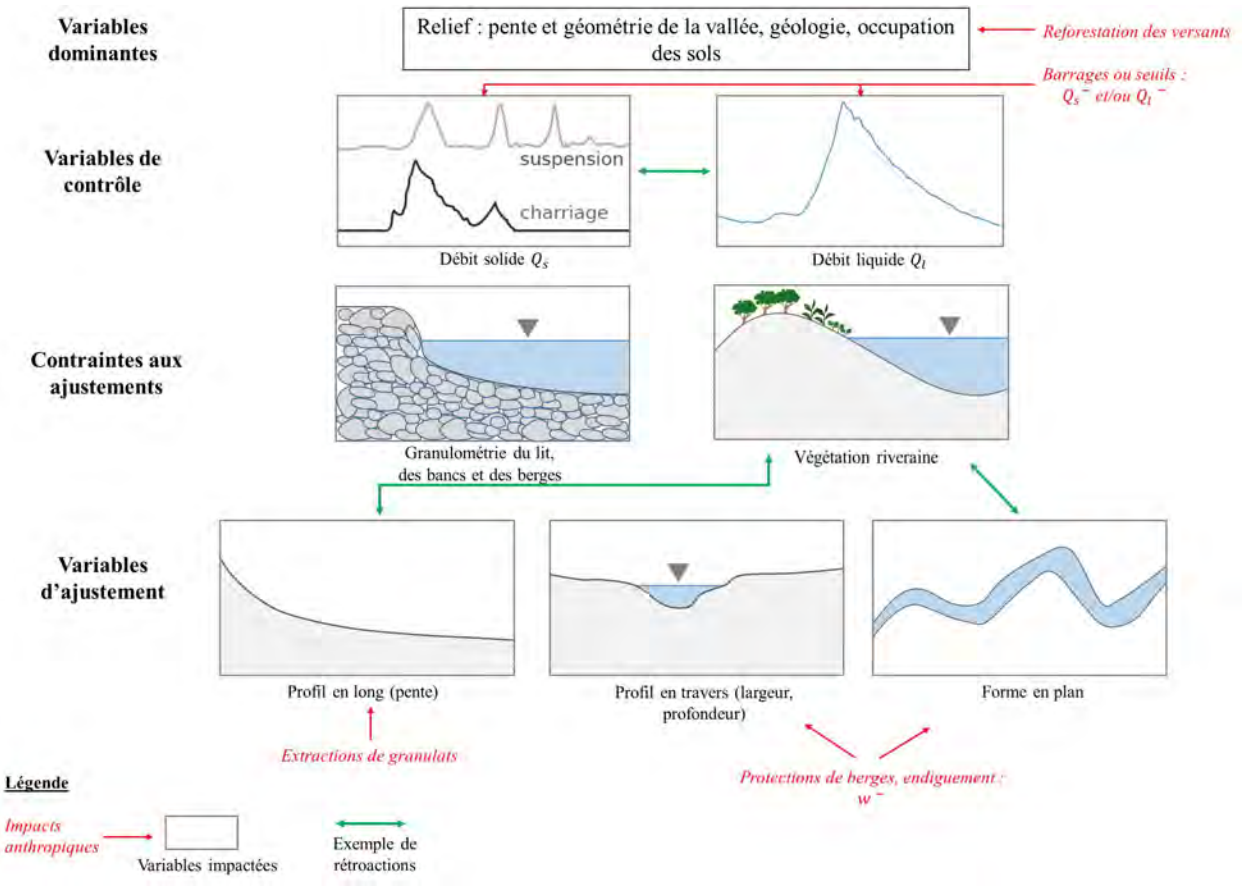


FIGURE 1.3 – Schéma illustrant des exemples d'interactions entre variables de contrôle et de réponse au sein d'un système fluvial avec prise en compte de l'influence des activités anthropiques. Modifié d'après (Arnaud, 2012; Jourdain, 2017).

1.1.3 Couplages et interactions multiples

Les multiples interactions pouvant être rencontrées au sein d'un système fluvial rendent sa compréhension compliquée et poussent les géomorphologues à interagir avec d'autres spécialités afin d'acquérir une vision d'ensemble du fonctionnement de ce dernier. Le concept de "l'hydrosystème" a justement été pensé par Amoros and Petts (1993) pour fournir un cadre permettant de considérer et d'évaluer ce genre d'interactions. Il peut être considéré comme étant une extension du concept du système fluvial énoncé par Schumm (1977). L'hydrosystème peut être défini comme étant un système tridimensionnel dépendant de transferts d'énergie, de matériaux et de biote [3] longitudinaux (amont vers aval), latéraux (chenal et marges) et verticaux (surface et souterrain). Son intégrité dépend des interactions dynamiques entre les processus hydrologiques, géomorphologiques et biologiques dans ces trois dimensions et à travers différentes échelles temporelles (Piégay, 2016).

La dimension longitudinale est définie par les dépendances amont/aval. Ainsi, la morphologie des chenaux alluviaux est directement contrôlée par la fourniture sédimentaire provenant de l'amont. Des changements de la dynamique d'approvisionnement sédimentaire ou des modifications du stock sédimentaire disponible peuvent de ce fait conduire à une aggradation du lit, une incision ou à aucun changement. Le sous-système aval peut également avoir une influence sur l'amont. Par exemple, des activités d'extractions de sédiments en lit mineur peuvent provoquer une érosion régressive en amont qui peut conduire à un affleurement rocheux,

3. Biote : ensemble des organismes vivants présents dans un habitat

provoquer l'affouillement de barrages de correction torrentielle et, par conséquent, créer une barrière pour la migration de poissons anadromes [4].

La dimension latérale, définie par les liens bidirectionnels entre le chenal principal et ses marges est particulièrement complexe dans les corridors alluviaux. La formation géologique influence la pente et la largeur du fond de vallée et par conséquent la morphologie du cours d'eau. Un cours d'eau ayant la possibilité de méandrer librement a la capacité de créer des annexes hydrauliques qui ont tendance à soutenir des écosystèmes extrêmement diversifiés (Piégay, 2016).

La troisième dimension correspond aux interrelations verticales. L'aggradation ou la dégradation d'un cours d'eau peut conduire à d'importants changements du fonctionnement chimique et biologique de la plaine inondable. Son incision peut par exemple créer une diminution du niveau de la nappe phréatique, un changement des propriétés des terrains riverains favorisant le développement d'une végétation plutôt caractéristique des terres et enfin le piégeage de sédiments. Concept de l'équilibre dynamique : La Balance de Lane (Lane, 1955)

Un cours d'eau est considéré comme étant en équilibre dynamique sur plusieurs années si sa pente est correctement ajustée pour fournir, avec un débit et des dimensions de cours d'eau appropriés, la vitesse nécessaire pour faire transiter les charges liquides et solides provenant du bassin de drainage (Lane, 1955). En d'autres termes, les processus d'érosion et de dépôt dans le lit d'un cours d'eau résultent de la recherche d'un équilibre dynamique entre les flux solides et liquides (Grospretre, 2011). Ce principe est particulièrement bien illustré par la balance de Lane (Lane, 1955) : un tronçon de cours d'eau est considéré comme étant stable lorsque la puissance des écoulements, contrôlée par le débit liquide Q_l et la pente I, est compensée par la dissipation d'énergie générée par le transport solide, caractérisée par Q_s et de la taille D_S des matériaux transportés. Dans le cas où le cours d'eau transporte plus de sédiments que ce qui lui est fourni, en d'autres termes ceux qui sont déjà disponibles dans son lit, un éventuel déséquilibre se produit à travers une incision du lit. A l'opposé, lorsqu'un cours d'eau transporte moins de sédiments que ce qui lui est fourni, on observe plutôt un phénomène d'aggradation (exhaussement) du lit du cours d'eau. Tant que l'ajustement des facteurs de contrôle (I, Q_s et D_S) n'est pas rétabli, le cours d'eau est considéré comme étant en déséquilibre.

L'équilibre dynamique est considéré comme étant brisé quand la rivière s'ajuste à de nouvelles conditions de contrôle et évolue vers un nouvel état d'équilibre. Les systèmes fluviaux peuvent être plus ou moins sensibles au changement. L'exemple des cours d'eau à granulométrie très grossière de type blocs ou affleurements rocheux sont bien évidemment considérés comme étant résistants aux changements tandis que les systèmes alluviaux traversant une granulométrie plus fine sont plus sensibles à une modification de la dynamique sédimentaire. Les effets de l'anthropisation des cours d'eau sont visibles sur toutes les composantes de la balance de Lane (Grospretre, 2011) :

- Les débits liquides morphogènes sont globalement modifiés ;
- La fourniture sédimentaire des versants et des affluents et la modification du lit et des berges (seuils, enrochements) influencent directement la quantité et la taille des matériaux transportés ;
- Les aménagements en lit mineur (barrages, seuils, radiers) peuvent directement modifier la pente d'un tronçon ;
- Enfin, tous les travaux modifiant durablement (chenalisation, pavage du lit) ou ponctuellement (entretien de la végétation, enlèvement d'embâcles, curages) la rugosité des cours d'eau influencent la taille des sédiments ou la pente de la ligne d'eau.

4. Poissons anadromes : poissons migrant de l'océan vers l'eau douce pour se reproduire

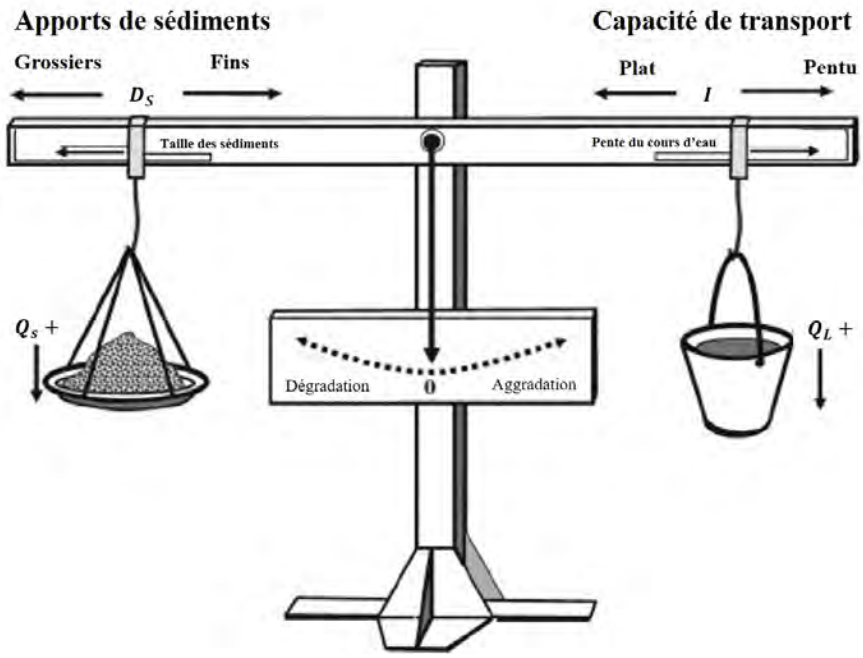


FIGURE 1.4 – Balance de Lane (Lane, 1955). Illustration classique de la réponse de la pente et de la granulométrie d'un cours d'eau à une modification d'apports solides ou liquides (modifié d'après Borland (1960)).

1.1.4 Un système complexe particulier : le cours d'eau de montagne

Le cours d'eau de montagne possède un comportement hydrologique spécifique qui justifie de l'étudier à part. Les écoulements liquides et solides observés sont particuliers et dépendent fortement des caractéristiques physiques des régions de montagne ce qui peut confronter les gestionnaires de ces cours d'eau à des défis uniques les obligeant à adapter leurs stratégies de gestion des risques et de restauration (Recking et al., 2013).

Les rivières et torrents de montagne sont habituellement confrontés à des problématiques de temps de réponse très courts et d'un manque en eau en période sèche. De plus, le relief et les pentes importantes des zones de montagne contribuent à l'amplification de phénomènes naturels pouvant être observés en moindre mesure dans les zones à relief moins marqué. L'exemple des crues, plus violentes, plus brutales et pouvant parfois prendre des formes uniques en montagne illustrent très bien ces propos. Les phénomènes orographiques peuvent être à l'origine de précipitations abondantes qui participent également à l'amplification des crues en zones de montagne. Étant en contact direct avec les têtes de bassin versant, les torrents de montagne sont très facilement alimentés en quantités considérables de sédiments qu'ils transporteront (dans le cas où aucun obstacle à l'écoulement n'est présent) jusque dans les fonds de vallées (Recking et al., 2013).

La complexité du bassin versant montagnard et la proximité de ses cours d'eau avec les diverses sources sédimentaires les alimentant imposent la prise en compte et l'analyse du fonctionnement du bassin versant torrentiel dans son intégralité (Liébault, 2003). L'objectif de cette partie est de proposer une présentation générale du système torrentiel dans sa globalité, depuis les têtes de bassin jusqu'aux rivières de piémont.

Dans les bassins versants de montagne, l'énergie en lien avec le relief peut être à l'origine d'activités géomorphologiques conséquentes. Les différents héritages géologiques ainsi que l'activité sismique influencent considérablement la géomorphologie des vallées et, en particulier, celle des gorges. La plupart du temps, les vallées confinées et étroites, sont drainées par des rivières de graviers à granulométrie étendue et grossière et sont caractérisées par des valeurs de puissances spécifiques de cours d'eau importantes. Dans les zones de gorges, les valeurs de puissances spécifiques sont encore plus importantes . La proximité de ces rivières

et torrents des sources sédimentaires dérivées de l'érosion de substrats géologiques et du remaniement d'héritages sédimentaires actifs conduit à un transport sédimentaire conséquent depuis les têtes des versants jusqu'aux chenaux (Arnaud-Fassetta et al., 2009).

Si l'on se base sur l'approche systémique développée par Schumm (1977), les torrents et rivières torrentielles peuvent être considérés comme des objets intégrateurs des caractéristiques du paysage torrentiel et de leurs évolutions à l'échelle du bassin versant (Blanpied, 2019; Liébault, 2003).

1.1.4.1 Les cours d'eau de montagne : définitions et typologie

Les cours d'eau de montagne se décomposent en torrents, rivières torrentielles et plus rarement en ruisseaux. Ce travail de recherche considère les deux premières catégories. Leur différentiation repose sur deux critères : la pente et l'activité géomorphologique.

Un *torrent* est un cours d'eau proche des sources primaires de production sédimentaires (Recking et al., 2013). Il se caractérise par un fonctionnement pouvant être fortement influencé par les processus de versants (avalanches, glissements de terrain, chute de blocs, etc.) (Piton et al., 2018). D'après la classification de Besson (1996) un cours d'eau est considéré comme étant un torrent lorsque sa pente moyenne est supérieure à 6%. Il est caractérisé par :

- Une hydrologie (relation pluie-débit) très variable conduisant à un comportement hydraulique très transitoire et fortement variable dans le temps. En effet, le débit d'un torrent peut parfois être nul en périodes sèches avant de subir des crues intenses. Dans ce dernier cas, le niveau d'eau peut passer de quelques centimètres à plusieurs mètres sur une durée courte pouvant aller de quelques minutes à quelques heures (voire quelques secondes lorsqu'il s'agit des laves torrentielles, phénomène qui ne sera pas traité dans ce manuscrit de thèse) ;

- Une capacité de transport sédimentaire spécifique (c'est-à-dire ramenée à la surface du bassin versant) très importante.

Les *rivières torrentielles* sont souvent considérées comme les exutoires naturels des torrents (Piton et al., 2018). Leur pente est généralement comprise entre 1 et 6% (Fig. 1.10) selon la classification de Besson (1996). Elles se forment généralement dans les fonds de vallées principales. Ces dernières sont réceptrices des apports sédimentaires fournis par leurs affluents. Selon la fréquence de ces apports et de l'intensité des crues qu'elles subissent, les rivières torrentielles ont tendance à développer des formes fluviales sédimentaires comme des bancs, îlots et dans les cas d'une forte alimentation sédimentaire, des tresses.

Une rivière torrentielle se distingue donc d'un torrent par les caractéristiques suivantes (Piton et al., 2018; Recking et al., 2013) :

- Un débit liquide plus régulier avec de rares périodes d'étiage sévère ou total (assèchement total de la rivière) ;

- Un module [5] spécifique [6] plus important et des crues de plus longues durées et moins soudaines au vu des tailles de bassins versants plus importantes ;

- Une largeur plus importante qu'un torrent, d'autant plus si un faciès de tressage est développé ;

- Un transport solide *moyen* plus important étant donné qu'une rivière torrentielle a pour rôle de faire transiter les apports solides provenant de l'ensemble de ses torrents affluents ;

5. Module : débit moyen interannuel

6. Débit spécifique : débit divisé par la surface du bassin versant en question. Il s'exprime en $m^3 s^{-1} km^{-2}$ et illustre la participation unitaire du bassin versant à l'écoulement

- La distinction particulière vis-à-vis des torrents est le transport solide plus régulier. Cette dernière particularité est liée à un effet "tampon sédimentaire" possible grâce aux différentes formes fluviales (bancs, tresses et autres divagations) combinée à une hydrologie caractérisée par des débits plus élevés.

Pour synthétiser les différentes typologies de cours d'eau pouvant être présentes dans les bassins versants de montagne considérant la pente et l'activité géomorphologique, on retient que (Fig.1.10) :

- Une pente supérieure ou égale à 6% regroupe le domaine des torrents considérés comme actifs géomorphologiquement et les ruisseaux, inactifs ;
- Les pentes comprises entre 1 et 5-6% regroupent le domaine des rivières torrentielles ;
- Le caractère fluvial quant à lui apparaît pour des pentes comprises entre 0.1% et 1%.

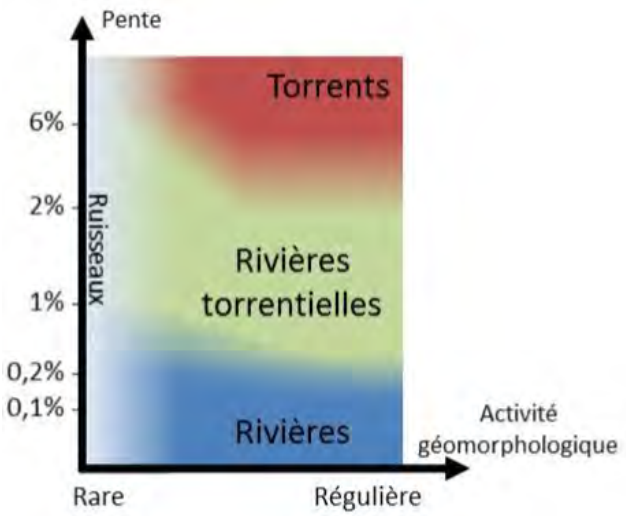


FIGURE 1.5 – Diagramme conceptuel représentant les limites ruisseaux - torrents - rivières torrentielles - rivières défini selon des considérations de pentes et de fréquence d'activité géomorphologique (Piton et al., 2018).

1.1.4.2 Fonctionnement du système sédimentaire torrentiel

L'étude des cours d'eau de montagne peut être considérée comme une composante de l'hydromorphologie fluviale, au croisement de la géographie physique, de l'hydrologie, de la géologie, de la sédimentologie et de l'hydraulique (Malavoi and Bravard, 2010). Elle considère :

- les processus physiques également appelés processus hydro-sédimentaires qui contrôlent la dynamique du cours d'eau ;
- les formes fluviales résultant de ces processus ;
- la réponse des cours d'eau aux forçages naturels et anthropiques sur les différentes échelles temporelles ;
- le potentiel impact de ces réponses sur le milieu naturel et sur les infrastructures humaines lorsqu'on considère un contexte socio-environnemental défini.

Les cours d'eau de montagne présentent des spécificités par rapport aux rivières de plaine ce qui suggère de les traiter différemment. S'il fallait choisir une variable représentative des rivières de montagne, il s'agirait bien de la pente du lit. Cette propriété physique est essentielle car elle contrôle l'énergie du cours d'eau et elle possède une influence majeure sur les lois de résistance à l'écoulement, les mécanismes du transport solide et, par conséquent, sur la dynamique des formes fluviales (Recking et al., 2013). La dynamique des rivières de montagne est également très fortement influencée par les versants qui possèdent des fonctions multiples et variées. Liébault (2003) suggère de les regrouper en deux grandes catégories : (1) les fonctions d'approvisionnement considérant les versants comme des sources d'apports de matériaux et d'énergie et (2) les fonctions de contrôle où les versants sont considérés comme des contraintes structurelles imposant un espace de divagation défini dans lequel s'exprime la dynamique fluviale.

Le système torrentiel peut être considéré comme un système fluvial et un hydrosystème à part entière selon les définitions complémentaires proposées par Schumm (1977) et Amoros and Petts (1993). D'un point de vue systémique, le bassin versant de montagne se décompose théoriquement en trois zones fonctionnelles (Fig.1.6) (Blanpied, 2019; Schumm, 1977; Liébault, 2003) :

1. **La zone de production** des flux solides et liquides également appelée bassin de réception ou de drainage. Elle se compose de l'ensemble des versants et des têtes de bassins. Le processus d'érosion y est dominant et la puissance spécifique des cours d'eau est élevée ;

2. **La zone de transfert** au sein de laquelle les processus d'érosion et d'accumulation alternent et s'équilibrent. Son rôle principal est d'acheminer les sédiments vers l'aval. Dans un bassin versant torrentiel, il s'agit du chenal d'écoulement. Il peut se présenter sous forme de gorges, mais il existe des variantes en fonction des conditions topographiques, géomorphologiques et géologiques comme nous pouvons l'observer dans le cas de larges plaines alluviales ;

3. **La zone de stockage** située en aval du bassin versant, au sein de laquelle le processus d'accumulation ou de dépôt est dominant comparativement au processus d'érosion. La capacité de transport est significativement diminuée par rapport à la zone de transfert. Selon la topographie présente, il s'agit de la zone d'installation des formes d'accumulations sédimentaires comme les cônes de déjection.

Le point de vue d'Amoros and Petts (1993) avec le concept de l'hydrosystème fluvial intègre les processus hydrologiques, géomorphologiques et biologiques représentant les différentes interactions entre le cours d'eau et sa plaine alluviale contrairement au concept du système fluvial (Schumm, 1977) qui ne considère que la géomorphologie. Cette approche décrit le bassin versant sous quatre dimensions représentant les échanges de matières et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale (Fig.1.7) :

- **La dimension longitudinale** reprenant le concept du système fluvial. Elle correspond au transfert des flux le long du gradient amont-aval ;

- **Les dimensions transversale et verticale** correspondant au couplage bi-directionnel entre le chenal, les versants, les nappes souterraines et la plaine alluviale ;

- **La dimension temporelle** correspondant à la variabilité hydrologique ainsi qu'aux divers échanges au fil du temps.

En fonction de l'approche méthodologique et de l'échelle spatiale considérées, le système torrentiel peut être vu à la fois comme l'amont d'un système fluvial (zone où la production sédimentaire est dominante) ou comme un système fluvial à part entière (Liébault, 2003). Ce dernier est un composant majeur du système fluvial considéré comme étant le garant majeur de l'équilibre morphologique des rivières en aval notamment les rivières de piémont (Wohl et al., 2006). En effet, il assure l'essentiel de la fourniture sédimentaire (Recking et al., 2013) étant donné le fort couplage entre les chenaux et les versants dans cette partie du système (Turowski et al., 2009; Wohl et al., 2005).

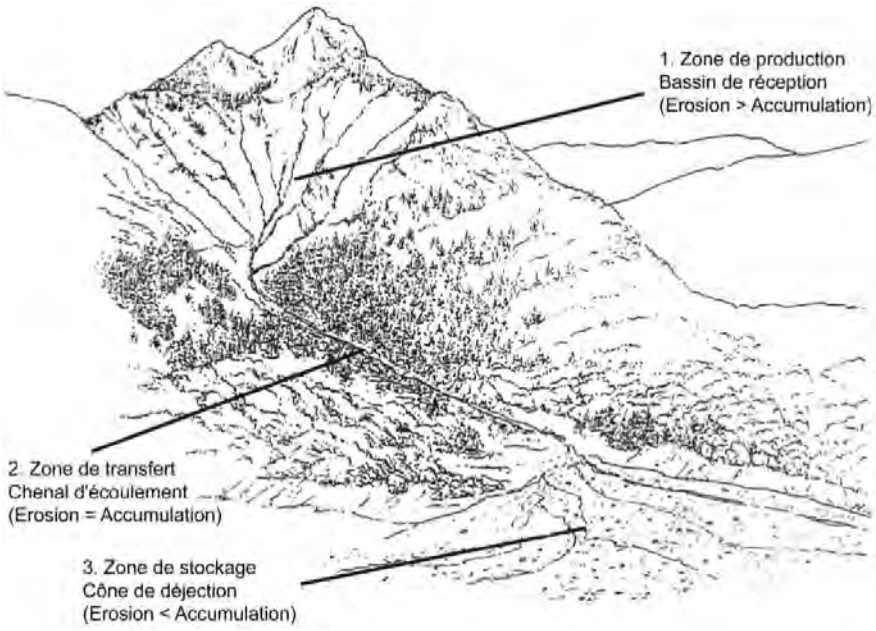


FIGURE 1.6 – Décomposition schématique d'un bassin versant de montagne (Blanpied, 2019; Recking et al., 2013)

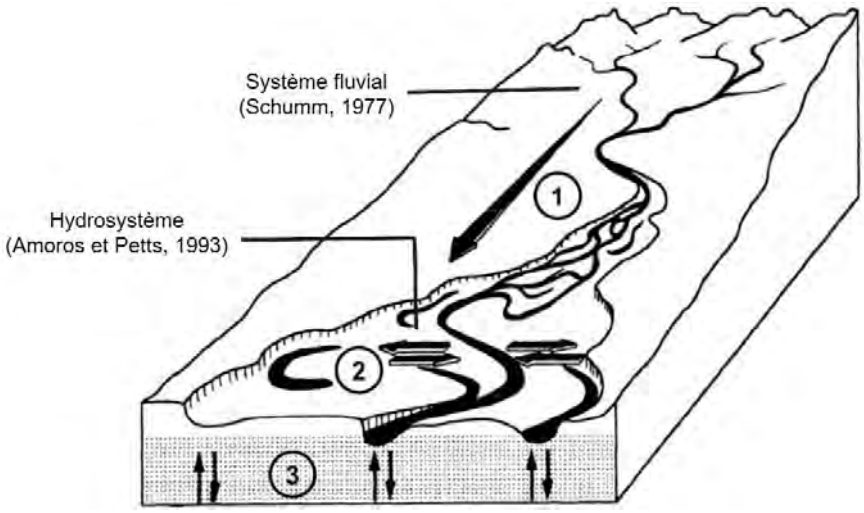


FIGURE 1.7 – Représentation schématique de trois des quatre dimensions de l'hydrosystème fluvial (1 - Dimension longitudinale, 2- Dimension latérale, 3- Dimension verticale) (Amoros and Petts, 1993) et de l'emboîtement de l'hydrosystème dans le système fluvial (modifié d'après Liébault (2003)). La dimension temporelle correspond à la quatrième dimension non représentée.

1.1.4.3 Le concept de connectivité sédimentaire

Définition

Le concept de connectivité de manière générale permet d'aborder un système considérant la dimension spatiale (Blanpied, 2019). Avec le développement de projets de restauration de cours d'eau depuis le début des années 2000, plusieurs études s'intéressant à la notion de connectivité sédimentaire en géomorphologie ont vu le jour. Ce concept n'est pas nouveau et les bases avaient déjà été abordées par certains précurseurs dans les

années 1970. Le système torrentiel était alors considéré comme un ensemble d'éléments paysagers couplés par des processus géomorphologiques (Chorley and Kennedy, 1971; Schumm, 1977) ; une représentation des dynamiques morphologiques et de la prédisposition des pentes à l'érosion (Tricart, 1965) ; la capacité d'un hydrosystème à répondre aux différents forçages extérieurs (Brunsden and Thornes, 1979). A l'image de la définition proposée par Schumm (1977), la connectivité sédimentaire traite les volumes exportés du bassin selon une vision amont-aval (Blanpied, 2019). L'évolution vers l'hydrosysème à partir des années 1990 (Amoros and Petts, 1993), a permis de prendre en considération la dimension latérale à travers la prise en compte du couplage ou connexion versant/lit (Blanpied, 2019). Depuis, la connectivité sédimentaire se traduit par l'étude de l'agencement et du degré d'efficacité ou d'inefficacité des couplages élémentaires entre les sources sédimentaires et le chenal (Brierley et al., 2008; Harvey, 2002; Hooke, 2003). Le bassin versant de montagne doit donc être considéré et étudié comme un système complexe à l'image de la définition présentée au début de ce chapitre (section 1.1.1) : ses couplages élémentaires locaux éclairent sur la dynamique hydro-sédimentaire globale. La connaissance sur l'(in)efficacité de la connectivité sédimentaire d'un bassin versant est donc essentielle pour la bonne compréhension de la provenance des sédiments observés dans les chenaux (en particulier en aval).

Un concept multidimensionnel

La connectivité sédimentaire présente une variabilité spatiale et temporelle (Harvey, 1997). En effet, les interactions entre les différentes entités géomorphologiques se succèdent dans le temps et dans l'espace et leurs effets se propagent, de manière non linéaire, au sein du bassin versant que cela soit vers l'amont ou vers l'aval (Blanpied, 2019). La connectivité sédimentaire aborde :

- **La connectivité verticale** correspondant aux échanges sédimentaires et géochimiques entre le lit apparent et la subsurface ce qui suscite l'intérêt des écologues (Stanford and Ward, 1993) ;
- **La connectivité latérale**, à savoir les apports latéraux des affluents et les apports en matériaux des versants (glissements de terrain, effondrement/érosion de berges) ((Walling and Owens, 2003)) ;
- **La connectivité longitudinale**, depuis la source sédimentaire vers l'aval (Arnaud-Fassetta et al., 2009).

Couplages versant/chenal

La particularité des rivières de montagne repose sur l'efficacité et l'importance des couplages entre les versants et les chenaux. Les torrents doivent fonctionner avec une fourniture sédimentaire fluctuante au gré des processus de pente. Un bassin versant peut être considéré comme étant très actif lorsque ses versants sont instables et qu'ils produisent beaucoup de débris. La morphodynamique active des chenaux situés en aval peut constituer un indicateur intéressant pour en témoigner. Les versants peuvent provoquer des pulsations détritiques pouvant produire des ondes sédimentaires qui se propagent dans le réseau hydrographique connecté (si tel est le cas) et sont à l'origine de cycles de transport et de dépôts considérables. Il est donc difficile d'appliquer la notion d'équilibre, couramment utilisée en contexte de plaine, aux cours d'eau de montagne au vu de leurs propriétés morphologiques très instables (Recking et al., 2013).

1.1.4.4 La cascade sédimentaire

L'engouement pour l'étude de l'efficacité de la connectivité d'un bassin versant de montagne a mené au concept de la cascade sédimentaire. Il s'agit d'un ensemble de flux sédimentaires, de relais de processus (érosion, dépôt, transport par charriage, transport par suspension, etc.) depuis les zones sources jusqu'aux zones d'évacuation (exutoires) ou d'autres zones de dépôt plus ou moins durables (Fig.1.8) (Cossart, 2016; Cossart et al., 2018; Fryirs and Brierley, 2001). Ce dernier respecte la décomposition systémique du bassin versant proposée par Schumm (1977) à travers la considération de trois zones distinctes (zone de production, zone de transport et zone de dépôt).

La notion de cascade sédimentaire conçoit le bassin versant comme un assemblage spatial de deux types d'entités fonctionnelles en interaction constante : les versants et les chenaux. Chacune de ces entités est définie par les fluctuations des stocks sédimentaires selon des modalités spécifiques (Fig.1.8). Les versants sont alimentés par la météorisation [7] de la roche mère principalement sous l'effet du gel/dégel et la remobilisation des débris en fonction d'une grande variété des processus de pente (ruissellement, glissements de terrain, avalanches, coulées sèches, etc.). Les stocks formés participent ensuite à l'alimentation des chenaux, soit directement lorsque le processus de pente est connecté au réseau hydrographique, soit indirectement par sapement de berges lors des crues (Recking et al., 2013). Une fois acheminés jusqu'aux chenaux, les sédiments participent au transport solide à travers les différentes conditions d'écoulement. Ce dernier est fortement intermittent ce qui peut conduire à la formation de stocks de sédiments au sein du réseau hydrographique témoignant d'une interruption temporaire de leur transition vers l'aval. Les interactions entre les stocks formés et le transport solide à travers les processus d'érosion et de dépôt vont donc contrôler l'exportation solide du bassin versant. Les amas de sédiments formés ont donc ainsi un effet de régulation qui permet d'atténuer les fluctuations du transport de matériaux vers l'aval (Recking et al., 2013).

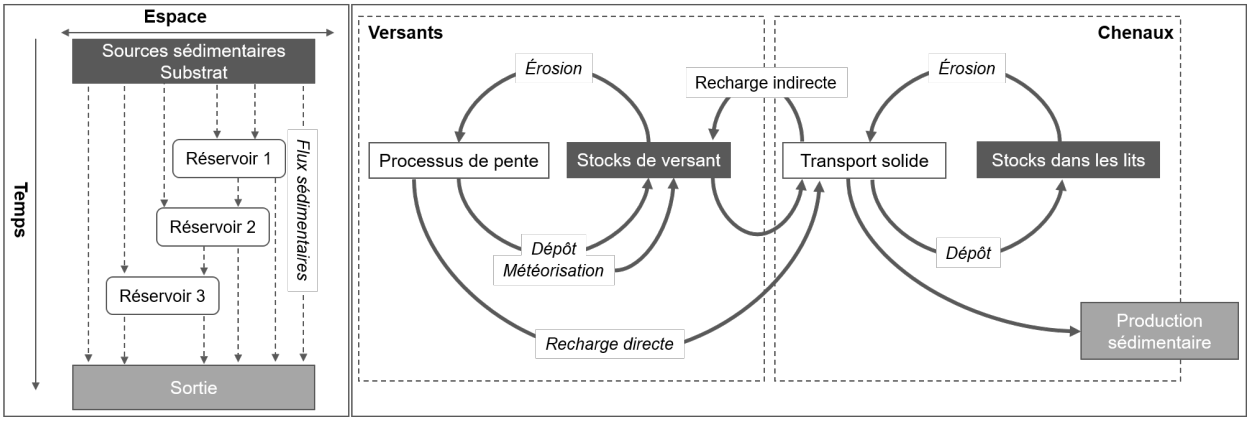


FIGURE 1.8 – Schéma conceptuel représentant la cascade sédimentaire dans le système torrentiel (modifié d'après Recking et al. (2013))

L'analyse de la connectivité sédimentaire à l'échelle du système torrentiel et de la cascade sédimentaire permet de comprendre, de quantifier et de prédire les processus ainsi que les dépendances spatiales des différents transferts sédimentaires afin d'établir un budget sédimentaire (Warburton, 2010), d'identifier les unités géomorphologiques fonctionnelles (Recking et al., 2013), justifier les changements morphologiques et les dynamiques du chenal observées (Harvey, 2012; Hooke, 2003) et enfin, comprendre les modifications paysagères sur le long terme (Blanpied, 2019; Wohl, 2018).

1.1.4.5 Efficacité de la connectivité sédimentaire

Le degré d'efficacité de la connectivité sédimentaire d'aujourd'hui est en réalité le résultat d'une évolution naturelle et sociale sur le long terme, contrôlée par l'influence directe des différents forçages (le climat, l'hydrologie, les héritages géologiques, l'évolution de l'occupation des sols, les interventions anthropiques)(Lenzi, 2001; Wohl et al., 2005), la distribution spatiale des discontinuités et des héritages sédimentaires ainsi que les différents processus (Valette and Carozza, 2010).

Toutefois, il arrive que, pour certains bassins versants, le taux d'exportation de sédiments en comparaison avec l'activité géomorphologique des zones sources productives en amont soit faible. On parle alors d'inefficacité spatiale et temporelle de la connectivité sédimentaire. Cette (in)efficacité est directement influencée par

7. Météorisation : ensemble des processus physiques, chimiques et biologiques d'altération des roches

bon nombre de facteurs de contrôle qui ont la capacité d'altérer la réponse géomorphologique du système face à des perturbations données (Blanpied, 2019). Ils peuvent avoir un rôle de barrière (seuils, barrages, embâcles, etc.), de zones tampons (cônes de déjection, plaines alluviales, etc.) ou encore de couverture au transport sédimentaire (sédiments fins comblant les interstices entre les sédiments grossiers). Ces différentes notions peuvent être illustrées par le concept de "barries, buffers, blankets" (Fryirs et al., 2007; Fryirs and Brierley, 2013). Le fonctionnement de la connectivité sédimentaire est donc directement structuré par ces différents discontinuités sédimentaires (Cossart et al., 2018). La **discontinuité** sédimentaire peut être traduite par l'interruption de la cascade sédimentaire d'un point de vue latéral, longitudinal ou de la connectivité verticale voire même la déconnexion de certains compartiments géomorphologiques du bassin versant (Blanpied, 2019). L'efficacité de la connectivité sédimentaire dépend donc directement de la distribution spatiale et de la durabilité des obstacles topographiques ou anthropiques, des réservoirs sédimentaires (du type lacs d'ombilic glaciaire ou plages de dépôt) et de celles des zones contributives. Il est nécessaire de distinguer les zones contributives des zones actives. En effet, il s'agit des zones qui contribuent au flux sédimentaire global contrairement aux zones actives qui, bien qu'elles montrent une activité érosive, ne sont pas systématiquement connectées et ne participent pas obligatoirement à la formation du flux sédimentaire global (Ambroise, 1999). Lors d'une crue ou d'un glissement de terrain, certaines zones peuvent être considérées comme étant à la fois actives et contributives au flux sédimentaire global. Par ailleurs, une plaine alluviale peut à la fois avoir une fonction de stockage et de dépôt participant à l'inefficacité de la connectivité sédimentaire et, dans le cas d'une crue par exemple, jouer le rôle de zone contributive à travers l'érosion de ses berges ou la mobilisation des matériaux de son lit (Blanpied, 2019).



FIGURE 1.9 – Exemple de zone contributive du Gave de Cauterets au Limaçon (Crédit photo : (Blanpied, 2019), photo prise en 2016)

1.1.4.6 Le transport solide

Contrairement aux rivières de plaines à granulométrie uniforme, les processus de transport solide et l'hydraulique pour les rivières torrentielles et torrents à charge grossière sont encore en cours d'exploration (Recking et al., 2013). L'intérêt pour les rivières de montagne n'a émergé qu'au cours de ces quatre dernières

décennies et bien que la recherche soit dynamique, il y a très peu de transfert d'outils et de méthodes pouvant servir aux gestionnaires de ces cours d'eau (Koulinski, 1993; Recking et al., 2013). Pendant plusieurs années, il a été question de transposer les connaissances acquises pour des rivières à sables, à granulométrie uniforme et à très faibles pentes aux rivières torrentielles et torrents à très fortes pentes pour combler les lacunes dans ces terrains. Il est encore possible aujourd'hui de rencontrer des études appliquant cette méthodologie alors qu'il est certain qu'elle peut conduire à des résultats erronés (Rickenmann and Recking, 2011; Recking, 2013a).

Dans le domaine torrentiel, le transport solide peut se produire de manière brutale et soudaine durant une même crue, modifiant la morphologie du lit et, par conséquent, l'hydraulique à l'origine de ce transit. Par ailleurs, l'hydraulique torrentielle est directement en lien avec les fortes pentes étant données les faibles profondeurs relatives (rapport entre la hauteur d'eau et la taille des grains du lit), et le transport solide s'il se produit (Recking, 2008). Ainsi, alors que pour les rivières de plaine à fonds très peu déformables il est courant de considérer une hydraulique "stable", en terrain de montagne, il est difficile de dissocier l'hydraulique et le transport solide et donc l'évolution permanente de la géométrie du lit au vu des interactions constantes entre ces deux processus (Recking et al., 2013). Un chapitre de ce manuscrit sera consacré à la description des méthodes de calcul adaptées au domaine torrentiel, leurs limites et celles que nous avons retenues pour effectuer nos calculs. Cette partie a donc pour vocation de décrire simplement les différents mécanismes et processus intervenant dans les cours d'eau de montagne.

Les cours d'eau de montagne en crue sont très fortement concentrés en matériaux solides qui sont transportés de différentes manières selon leur concentration dans l'écoulement (Recking et al., 2013) :

- Les **laves torrentielles** représentant un écoulement à forte concentration solide. Elles sont considérées comme l'un des vecteurs de transit sédimentaires les plus efficaces en terrain de montagne (Heckmann et al., 2018; Sterling and Slaymaker, 2007) *in* (Recking et al., 2013)). Elles sont très fortement morphogènes témoignant de l'efficacité du couplage sédimentaire. Elles se déclenchent généralement dans des lits à forte pente à fort potentiel de recharge sédimentaire qui est facilement mobilisable. L'écoulement prend la forme d'une coulée de débris homogènes possédant un comportement non newtonien où les matériaux fins et grossiers sont parfaitement mélangés. Les gestionnaires les considèrent comme un aléa à part entière en terrain de montagne ;

- On parle de **charriage hyperconcentré** (Smart, 1983), lorsqu'il devient difficile de faire la distinction entre charriage et suspension. Les matériaux ne sont donc plus en contact avec le lit. Cet écoulement est considéré comme étant multiphasique et les vitesses de transfert de l'eau et les matériaux sont différentes. Il est donc dit "non newtonien". Takahashi (1987) qualifie ce phénomène de laves torrentielles immatures (Blanpied, 2019) ;

- Le **charriage** représente la mobilité des particules non cohésives près du fond, par roulement, glissement ou saltation. Les grains transitent par à-coups à une vitesse moyenne inférieure à celle de l'eau (Recking et al., 2013). Lorsque la turbulence de l'écoulement devient importante, les particules peuvent être mobilisées par suspension. Les sédiments transportés par charriage interagissent avec le lit et possèdent un comportement morphogène important. Il s'agit d'un phénomène auquel les gestionnaires des cours d'eau accordent beaucoup d'importance étant donné qu'il est à l'origine de la fourniture sédimentaire pouvant se retrouver en aval (Badoux et al., 2014; Reid et al., 2007), qu'il assure la stabilité du chenal (Recking, 2012), et qu'il influence fortement la qualité des zones de frayères et le cycle de vie des macro et micro-invertébrés (Wohl et al., 2015c) ;

- Le transport par **suspension**. Une particule mise en mouvement par charriage peut passer en suspension quand la composante verticale de la vitesse turbulente est supérieure à sa vitesse de chute. Elle possède également un potentiel morphogène mais seulement sur des temps longs. Ses conséquences sont souvent liées au colmatage du substrat ou au comblement des ouvrages de production hydro-électrique

par sédimentation (Recking et al., 2013). On distingue la suspension gradurée (avec une capacité de transport en lien avec l'équilibre entre l'écoulement et la disponibilité du sédiment au fond de la rivière) et la suspension de lessivage (avec une capacité de transport infinie ; liée aux apports amont du bassin versant ou de reprise dans le lit de la rivière).

1.1.4.7 Les crues torrentielles

Les terrains de montagne concentrent plusieurs aléas naturels tels que les glissements de terrain, les avalanches, les crues torrentielles, etc. Les crues torrentielles représentent un des aléas les plus dévastateurs et un des plus redoutés en montagne. Elles sont associées à des facteurs en lien avec la structure géologique, la pente, la forme du réseau hydrographique, les facteurs de déclenchement tels que les précipitations, leur intensité, leur durée, le taux de transport solide, le manteau neigeux, les glissements de terrain aux abords des torrents et rivières torrentielles ainsi que l'usage des sols dans les plaines inondables (Arnaud-Fassetta et al., 2009). Tous ces facteurs impactent fortement la dynamique du système torrentiel à travers l'influence de la connectivité entre la pente, le cours d'eau ainsi que l'efficacité du transfert des flux solide et liquide le long du profil en long. En effet, comme exprimé dans la Fig.1.2, l'évolution d'un système est commandée par des ajustements sur le temps long mais également par des changements morphologiques brutaux provoqués par les crues majeures (Lenzi, 2001; Mao and Surian, 2010).

Compréhension du phénomène

Au vu des descriptions présentées, les phénomènes d'inondation "torrentielles" se distinguent des phénomènes d'inondation "classiques". En effet, l'hydraulique classique se restreint aux écoulements faiblement chargés en matériaux qu'ils soient transportés par suspension ou par charriage. L'hydraulique torrentielle quant à elle, traite la mécanique des fluides chargés en matériaux solides de tout genre. Cette dernière discipline est très souvent attachée à la géomécanique et particulièrement aux glissements de terrain (Piton et al., 2018; Recking et al., 2013). Bien qu'il soit possible d'observer des phénomènes de charriage et de suspension en terrain de montagne, c'est surtout le premier qui amplifie les risques liés aux crues torrentielles. En effet, c'est le transport des matériaux grossiers qui est prépondérant dans l'activité des cours d'eau de montagne (ou à caractère torrentiel) générant les érosions et dépôts (Malavoi et al., 2011). Plus les pentes et la magnitude des crues augmentent, plus la charge solide du cours d'eau augmente pouvant même aller jusqu'au phénomène de lave torrentielle.

Ces crues extrêmes, également appelées crue Basse Fréquence Haute Magnitude (BFHM (Arnaud-Fassetta et al., 2009)) peuvent engendrer de nombreux dégâts pour les sociétés riveraines : destruction et déconnexion du réseau routier (*e.g.* la ville de Barèges dans les Hautes-Pyrénées qui s'est retrouvée isolée lors de la crue de juin 2013), de ponts, de campings, d'habitations et de bâtiments divers (Blanpied, 2019). Les fluctuations brutales de la géométrie du lit (*e.g.* incisions, aggradations, élargissements de la bande active) ont ainsi une incidence directe sur les infrastructures avoisinantes. En plus du transport de matériaux, la mobilisation de flottants divers (*e.g.* tronçons d'arbres, gros blocs, etc.) peut conduire à la formation d'embâcles lors de ces événements. Ces matériaux peuvent se retrouver bloqués en amont d'ouvrages ou au niveau des zones de rétrécissement des chenaux et provoquer une réduction voire un arrêt total des écoulements temporairement. Une fois ces matériaux libérés, une vague morphogène dévastatrice se propage vers l'aval augmentant les effets de la crue et les différents risques associés (Blanpied, 2019).

Influence sur la connectivité sédimentaire

Les crues torrentielles sont des vecteurs importants du déstockage et de la fourniture sédimentaire vers le torrent, puis vers l'aval. Elles représentent des épisodes d'activation efficace, bien qu'éphémères, de la connectivité sédimentaire dans un bassin versant (Harvey, 2002). La quatrième dimension de la connectivité sédimentaire, la dimension temporelle, est contrôlée par la fréquence et la magnitude de ces crues (Harvey, 2002). Si une crue torrentielle a le potentiel de déclencher certains couplages sédimentaires, le degré d'efficacité de la connectivité sédimentaire influence également le fonctionnement géomorphologique des

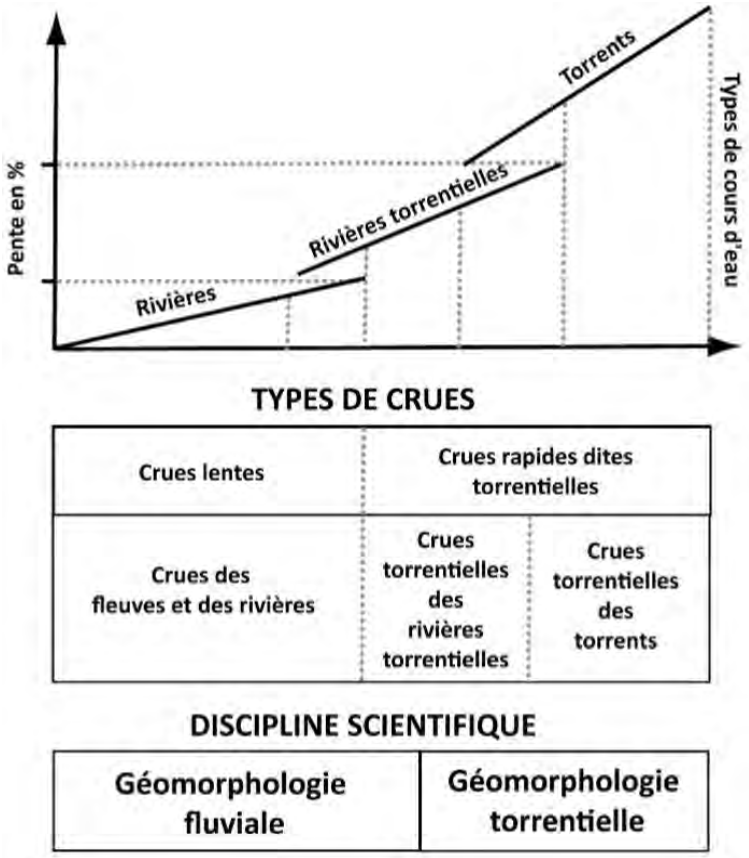


FIGURE 1.10 – Représentation des types de crues en fonction des différentes classifications des cours d'eau (Modifié d'après (Besson, 1996))

crues BFHM. Dans les Hautes Pyrénées, le torrent du Bastan était fortement connecté à ses ravines très actives à la sortie du PÂG. La crue de 1897 dont on suppose une dynamique entre charriage hyperconcentré et lave torrentielle en a témoigné (Blanpied, 2019).

1.2 Causes et effets de la dégradation des systèmes fluviaux

1.2.1 Anthropisation des cours d'eau : un phénomène généralisé

La majorité des cours d'eau à l'échelle mondiale et particulièrement dans les pays occidentaux a été fortement impactée à travers les siècles passés par différents types d'activités anthropiques. Très peu de rivières sont considérées aujourd'hui comme étant en bon état. La chaîne des Alpes compte par exemple actuellement moins de 10% du linéaire de ses cours d'eau comme étant en condition naturelle ou semi-naturelle (Surian and Rinaldi, 2003). Ces dernières décennies ont donc vu émerger plusieurs travaux de compréhension de la réponse des cours d'eau à l'activité humaine. Les premiers datent d'il y a plus de 60 ans (Lane, 1955; Strahler, 1956). Nous tentons donc, dans le cadre de ce travail de recherche, de faire l'état des lieux de l'évolution de la compréhension des différents éléments concernant la réponse du système fluvial face aux diverses pressions anthropiques subies.

La nature et l'intensité des pressions anthropiques exercées sur les systèmes fluviaux ont fortement évolué à travers l'histoire (Arnaud, 2012; Gregory, 2006). Bien souvent, leurs effets sont identiques sans qu'ils aient pour autant les mêmes origines. La plupart des altérations observées au niveau des rivières

européennes aujourd'hui, provient majoritairement de pressions directes se traduisant par l'impact de la construction d'ouvrages dans le lit mineur (barrages, seuils, épis), la modification de la géométrie en plan (endiguement, protection de berges) ou en long (extractions de granulats) du chenal (Wohl et al., 2006; Gregory, 2006). Ces aménagements avaient pour objectifs de faciliter les activités agricoles, l'urbanisation, permettre la production d'énergie et protéger les enjeux contre les inondations. Toutefois, les conséquences inhérentes s'avèrent multiples et se manifestent à plusieurs échelles (Grospretre, 2011). Les changements morphologiques observés aujourd'hui sont très marqués et ont entraîné des modifications quasi-radicales des styles fluviaux de la plupart des cours d'eau des pays occidentaux (Bravard and Peiry, 1993; Malavoi et al., 2011). Les habitats aquatiques ont également subi de fortes altérations illustrées par la perte de leur diversité dans la plupart des cours d'eau à l'échelle mondiale (Wohl et al., 2005).

Les prochaines sections présentent des exemples d'interventions conduites en rivière ainsi que leurs potentielles incidences sur les variables du système fluvial.

1.2.2 Aménagements et travaux en rivières

Ces deux derniers siècles ont été particulièrement marqués par une artificialisation généralisée des cours d'eau des pays occidentaux (Brookes, 1988; Gregory, 2006; Petts, 1984). Malavoi and Salgues (2011) distinguent principalement trois types d'interventions humaines ayant un effet direct sur le lit et les berges des cours d'eau :

- Les ouvrages hydrauliques transversaux (barrages et seuils) ;
- Les extractions de matériaux ;
- Les travaux de chenalisation (comprenant les protections de berges).

Les objectifs, les périodes d'intervention ainsi que l'intensité de ces activités sont résumés dans le tableau ci-après (Table 1.1).

TABLE 1.1 – Principales interventions humaines ayant un impact direct sur la morphologie des cours d'eau (Malavoi and Salgues, 2011)

Interventions	Périodes	Intensité	Objectifs et usages
Chenalisation (recalibrage, rectification, rescindement de méandres)	Dès les 18ème et 19ème siècles	+	- Réduire les conséquences des inondations - Navigation
	Début des années 1950 / fin des années 1980	+++	Réduire les conséquences des inondations et l'érosion des terres riveraines
Extractions de matériaux en lit mineur	Depuis l'Antiquité	+	Matériaux de construction « bon marché » (bâtiment, voirie, etc.)
	19ème siècle	++	
	20ème siècle	+++ (mécanisation des outils)	
Implantation de barrages et de seuils	Moyen Âge au 19ème siècle	+++	Usages initiaux : meunerie, forge, irrigation, pisciculture, etc. Début de l'hydroélectricité (19ème siècle)
	20ème siècle	+	Abandon des usages initiaux et développement de l'hydroélectricité (barrages) + stabilisation des lits (seuils)
	Années 1980	+	Seuils de compensation et de résorption des impacts physiques et écologiques du recalibrage

Les différentes interventions humaines listées ci-dessus sont présentées de manière plus détaillée dans les parties suivantes.

1.2.2.1 Barrages et seuils

Les ouvrages hydrauliques implantés dans le lit mineur constituent des points de rupture de la continuité hydromorphologique et écologique des cours d'eau. Les impacts des seuils sur la granulométrie du lit ainsi que sur la circulation piscicole sont considérables (Malavoi and Salgues, 2011). Le barrage est l'élément structurant reconnu pour avoir un effet bloquant sur la charge solide entraînant généralement une incision progressive et le pavage des lits en aval et, à l'opposé, un cumul de matériaux en amont (Kondolf, 1997; Lefort, 2018; Malavoi and Bravard, 2010; Malavoi and Salgues, 2011; Rollet, 2007).

Les fonctionnalités attendues des barrages sont multiples ; qu'il s'agisse de l'alimentation en eau potable, la régulation des débits, la production hydroélectrique, l'irrigation des terres agricoles ou encore la création d'un plan d'eau pour les loisirs.

Pour le cas de la production hydroélectrique, les barrages sont classés selon leur hauteur de chute H et leur position sur le linéaire hydrographique, avec présence ou absence d'un réservoir (Arnaud, 2012). Trois catégories peuvent être distinguées :

- **Les barrages de haute chute ($H > 300$ m)** généralement implantés en tête de bassin dans les sites de haute montagne. Ils sont caractérisés par un débit faible et un dénivelé très fort. Une conduite forcée prélève l'eau dans un lac ou depuis un captage en altitude et l'achemine jusqu'à l'usine située en fond de vallée. Le plan d'eau est alimenté par l'eau des torrents et la fonte nivale. En France, la plus grande hauteur de chute est celle du barrage de Portillon en Haute-Garonne (1420 m) ;

- **Les barrages de moyenne chute (30 m$< H < 300$ m)** généralement implantés en moyenne montagne et dans les bas reliefs. Ils sont caractérisés par un débit moyen et un dénivelé assez fort. L'ouvrage barre le lit et crée un réservoir à l'amont immédiat. Le barrage des Trois Gorges sur le Yangtze (Chine) est un exemple d'ouvrage de moyenne chute ;

- **Les barrages de basse chute ($H < 30$ m)** comprenant les barrages "au fil de l'eau". Ils se trouvent sur le cours de grands fleuves ou de grandes rivières et sont caractérisés par un débit très fort et un dénivelé faible. Dans ce cas particulier, il n'y a pas de retenue d'eau et l'électricité est produite en temps réel. Ils dépendent très fortement des variations de débit et sont par conséquent très souvent mobiles, constitués de vannes faisant transiter les crues et permettant également de maintenir un tirant d'eau suffisant pour la navigation et la production hydroélectrique. Des aménagements en dérivation existent et pallient l'absence de plan d'eau ou de réservoir : le tirant d'eau est relevé en amont et alimente un canal d'amenée sur lequel sont implantées l'usine et les écluses. Le débit turbiné est restitué ensuite au cours d'eau par un canal de fuite. Le tronçon du Lac des Gaves, objet d'étude de cette thèse, constitue un exemple d'une série de ce type d'ouvrages bien qu'ils n'aient plus aucune utilité en termes de production hydroélectrique aujourd'hui.

1.2.2.2 Chenalisation

Bien qu'il existe différents types de protections de berges, leurs effets ont approximativement les mêmes incidences. Ces ouvrages sont souvent dimensionnés pour protéger les enjeux avoisinant les rivières des inondations et ils ont la particularité de modifier la section en travers (recalibrage), le tracé en plan (rectification) ou la pente aboutissant de cette manière directement ou indirectement à une accélération des écoulements (Arnaud, 2012; Grospretre, 2011).

Les grands travaux de chenalisation des cours d'eau européens ont eu lieu principalement au 19ème siècle (Arnaud, 2012). A cette époque, la majorité des rivières alpines et périalpines adoptait un style en tresses découlant à la fois de la détérioration climatique du Petit Âge Glaciaire (PÂG)(1550-1850) et de l'accroissement des activités agro-pastorales sur les bassins versants montagnards, augmentant les débits liquides et la charge sédimentaire fournie par les versants déstabilisés (Bravard and Peiry, 1993). Les digues

représentent le principal ouvrage déployé pour des travaux de chenalisation. Elles participent à l'incision des chenaux en restreignant les écoulements dans le lit mineur et en limitant la recharge sédimentaire à travers l'érosion des berges (Peiry et al., 1994). Les différents travaux d'endiguement recensés au 19ème siècle, ont très largement contribué à la disparition du tressage fluvial sur un grand nombre de rivières des Alpes françaises : l'Arve, la Drôme, la Durance, l'Isère, le Rhône et le Var (Bravard and Peiry, 1993; Grospretre, 2011; Peiry et al., 1994). Si dans les Pyrénées l'ampleur de ces travaux reste moindre, la crue de juin 2013 a tout de même mené à la mise en place de bon nombre de travaux de stabilisation de berges en urgence dont les effets devraient être perceptibles sur le moyen terme. Néanmoins, ces travaux ont été effectués avec vigilance de manière à laisser une largeur suffisante aux cours d'eau pour limiter l'incision (exemples du Bastan et du Gave de Cauterets sur les communes de Pierrefitte-Soulom).

1.2.2.3 Extractions de matériaux en lit mineur

C'est à partir des années 1950, que la généralisation de l'utilisation des granulats pour les travaux publics est observée. Cette pratique, considérée comme étant "nouvelle" à cette époque a favorisé la création de nombre d'emplois à travers la France et l'Europe et contribué au développement économique de plusieurs régions de pays occidentaux. Une multiplication du nombre de fosses d'extraction est alors observée à cette époque dans les grandes et moyennes rivières.

Contrairement aux idées reçues, la principale cause anthropique à l'origine de la modification des cours d'eau en France au cours de la deuxième moitié du 20ème siècle n'est pas liée aux ouvrages hydroélectriques, mais à l'extraction de granulats pour les besoins des travaux de Génie civil (Lefort, 2018). Depuis, cette pratique est formellement interdite dans le lit mineur par la loi sur l'eau de 1992 mais les séquelles gardées par les prélèvements antérieurs sont nombreuses et les modifications engendrées sur les cours d'eau sont encore visibles aujourd'hui. Seules des dérogations d'extractions en lien avec des risques d'inondations peuvent être accordées. Les extractions passées peuvent être à l'origine de sérieux déséquilibres morphologiques marqués par des discontinuités longitudinales importantes devant être examinées lors de la phase de diagnostic de tout projet de restauration de rivière. Il est nécessaire en effet, de prévoir le comportement du cours d'eau si l'équilibre du profil en long est rompu.

Les extractions de matériaux en lit mineur perturbent très fortement l'équilibre morphodynamique des cours d'eau et influencent considérablement les variables de contrôle de ces derniers. En effet, tout le débit solide transporté essentiellement par charriage se retrouve piégé dans la fosse créée lors des extractions. Les argiles et limons arrivent quant à eux à transiter, étant transportés par suspension. En aval de la fosse d'extraction, le comportement du cours d'eau peut ainsi se rapprocher de celui d'un barrage de basse chute capable de piéger le débit solide charrié (Lefort, 2018).

En aval, une **érosion progressive** est rapidement observée induisant une diminution de la pente. Par conséquent, la capacité de transport diminue et l'entrainement des matériaux décroît. Un tri granulométrique se produit et un pavage est observé à travers l'augmentation de la taille du diamètre moyen des matériaux présents sur la couche de surface (Malavoi and Bravard, 2010).

Le comportement opposé est observé dans la fosse et en amont. La pente augmente ce qui peut induire une **érosion régressive**. Le débit solide arrivant alors dans la fosse est considéré comme étant supérieur au débit solide naturel. Les matériaux (sables et graviers) qui transitaient sans influencer l'équilibre du tronçon se retrouvent désormais piégés dans la fosse d'extraction. Un déficit important de ce type de matériaux est alors observé en aval (Lefort, 2018). Au vu de toutes les conséquences citées, il est très courant de trouver des seuils transversaux non loin des zones d'extractions mis en place en urgence pour limiter l'érosion régressive. Ces derniers rendent le retour à l'équilibre compliqué et augmentent considérablement les coûts d'entretien, de suppression ou d'arasement dans le cas d'un projet de restauration.

Pendant plusieurs années, ces extractions de granulats se sont généralisées et sont devenues massives à l'échelle de la France entière. Les conséquences directes observées ont été la mise à nu des substratums

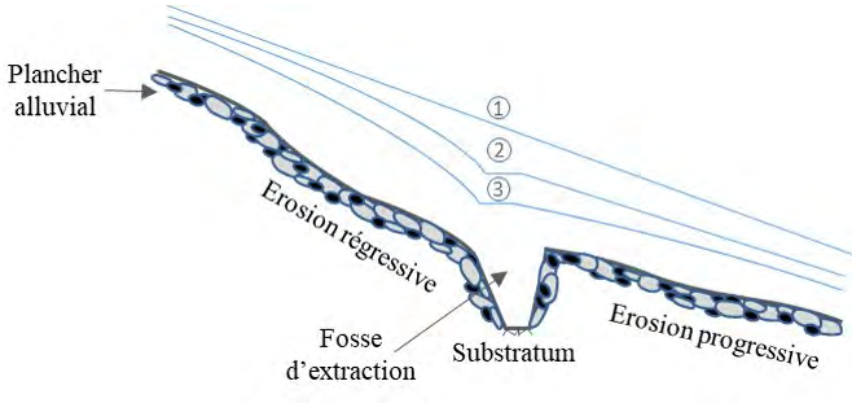


FIGURE 1.11 – Schéma illustrant les différentes évolutions engendrées par les extractions de sables et de graviers (Adapté depuis (Lefort, 2018)). 1) Ligne d'eau avant le début des extractions (profil à l'équilibre) ; 2) évolution de la ligne d'eau durant les extractions et 3) ligne d'eau finale une fois la fosse créée.

rocheux ou marneux comme nous pouvons l'observer aujourd'hui au niveau du Drac en Champsaur ou de la Durance vers Pertuis (Lefort, 2018). L'impact sur le niveau de la nappe phréatique de ces extractions a également été considérable et a favorisé la modification de la nature de la végétation présente en bordure de cours d'eau (Malavoi and Bravard, 2010; Malavoi and Salgues, 2011). Dans plusieurs cas, la présence de végétaux mésophiles, caractéristiques des terrains secs, est observée remplaçant ainsi la ripisylve et les végétaux hydrophiles. De plus, l'abaissement de la nappe phréatique a également compromis l'alimentation des captages d'eau et, dans certains cas, altéré les caractéristiques chimiques de l'eau impactant de cette manière les activités agricoles (Lefort, 2018). Ce type d'exploitation a également favorisé l'affouillement de bon nombre d'ouvrages pouvant engendrer dans certains cas leur destruction totale. Le cas du "pont Mollard" sur l'Isère à Montmélian représente un exemple illustrant parfaitement les effets particulièrement graves des activités d'extractions. Ce dernier était situé à proximité d'une fosse d'extraction ayant engendré une incision de plus de quatre mètres au droit de ce dernier qui, fragilisé, a cédé à la crue de 1981 (Fig.1.12).

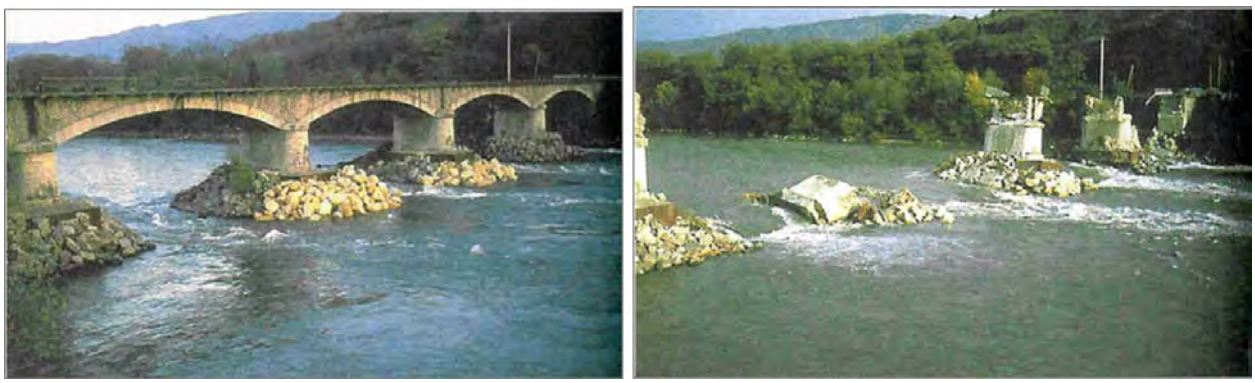


FIGURE 1.12 – Impacts des extractions de granulats sur les fondations du Pont Mollard sur l'Isère à Montmélian. A gauche, photographie du pont fortement affouillé avec ses piles en béton apparentes, confortées par des enrochements. A droite, photographie de l'effondrement du pont suite à la crue de 1981 (crédit photo : SISARC).

1.2.3 Contribution du changement climatique

Les phénomènes naturels tels que les crues extrêmes et les changements climatiques peuvent également avoir une influence directe sur les systèmes fluviaux. En Europe, la fin du PÂG se traduit par une raréfaction des événements hydrologiques extrêmes combinée à une réduction de la fourniture sédimentaire (deuxième moitié du 20ème siècle (Warner, 2000; Bravard and Peiry, 1993) qui a fortement contribué au déclin de l'activité géomorphologique au cours de ces 100 dernières années et par conséquent à la stabilisation des chenaux (Peiry et al., 1994; Liébault, 2003; Liébault et al., 2013).

Le changement climatique peut être lié aux événements hydroclimatiques extrêmes à travers la notion d'intensité/fréquence des phénomènes : hauteur et débit des crues ; vitesses des vents ; intensité et durée des vagues de froid ou de sécheresse ; volume des épandages torrentiels, des avalanches, des terrains glissés ou des blocs éboulés, etc. (Antoine, 2011).

1.2.4 Incidences des travaux en rivière

Les différents forçages naturels et anthropiques présentés ont une incidence considérable pouvant s'exprimer par différents ajustements et adaptations des systèmes fluviaux. L'ajustement d'un corridor fluvial à des perturbations subies peut être considéré comme une forme de résilience aux potentielles pressions. Ce concept inclut à la fois le phénomène de résistance du corridor aux différents changements ainsi que le taux de retour intégral à des conditions de pré-perturbations (Wohl, 2018).

Les sections suivantes, détaillent les différents langages qu'utilise une rivière pour manifester sa réponse face aux forçages présentés dans les sections précédentes.

1.2.4.1 Changement du style fluvial

Deux grands types d'ajustements sont considérés comme étant à l'origine des changements des styles fluviaux des cours d'eau : (1) l'incision, qui peut dans les cas les plus extrêmes dépasser les 10 m ; (2) la rétractation de la bande active, traduite par une réduction pouvant aller jusqu'à 50% voire plus dans certains cas (Surian and Rinaldi, 2003). Un exemple de réponse à ses changements a été observé pour bon nombre de cours d'eau français les transformant de chenaux en tresses à un mono-chenal divaguant. Ces ajustements constituent les résultats directs des différentes activités anthropiques recensées ci-dessus. Il s'agit des phénomènes les plus marquants et par conséquent les plus étudiés au vu des différentes incidences qu'ils peuvent avoir que ça soit d'un point de vue environnemental, social ou économique. En effet, les exemples suivants en témoignent : l'affouillement d'ouvrages peut engendrer des dépenses d'entretien faramineuses, l'abaissement du niveau de la nappe phréatique peut compromettre les activités agricoles qui en dépendent ou encore la perte de la diversité des habitats (Bravard et al., 1999). La compréhension de l'évolution des différents ajustements fluviaux est donc essentielle pour prévenir des risques inhérents, prédire l'évolution future du cours d'eau et enfin concevoir des solutions d'aménagement réalistes et adaptées (Arnaud, 2012; Surian and Rinaldi, 2003). En réponse aux différentes pressions exercées, les cours d'eau français ont pour la plupart traversé des changements morphologiques et par conséquent des changements de styles fluviaux drastiques.

A l'opposé, et à moindre échelle, certaines rivières présentent plutôt des cas d'aggradation s'exprimant sous forme d'un élargissement de la bande active. Cela peut se produire lorsque par exemple une ancienne fosse d'extractions de matériaux est laissée à l'abandon. L'essentiel des matériaux du cours d'eau sont dans ce cas piégés provoquant une aggradation du lit du cours d'eau et par conséquent un élargissement de la bande active.

1.2.4.2 Incision des cours d'eau

Cette partie développe plus en détails les conséquences de l'incision, phénomène fortement généralisé aux cours d'eau français après la seconde guerre mondiale. Ce phénomène a particulièrement affecté les rivières à fond mobile et plusieurs rivières de montagne. Si les cours d'eau alpins ont fait l'objet de nombreuses études approfondies, les rivières pyrénéennes restent quand à elles très peu documentées à ce sujet bien qu'elles aient suivi les mêmes tendances mais toutefois à moindre ampleur. Plusieurs études lient l'incision des cours d'eau à la combinaison (Bravard et al., 1999; Liébault and Piégay, 2002; Peiry et al., 1994; Surian and Rinaldi, 2003) :

- d'une diminution naturelle du transit sédimentaire après la crise du PÂG ;
- du bon fonctionnement du programme d'"extinction des torrents" à travers le reboisement de la plupart des versants montagnards ;
- des faibles possibilités de recharge latérale à la suite des travaux de protection de berges pour limiter la divagation de la plupart des cours d'eau ;
- de la mise en place d'ouvrages hydroélectriques pour le contrôle du transit sédimentaire et des flux d'eau ;
- des extractions intensives de matériaux en lit mineur à l'origine de profonds déséquilibres de la plupart des cours d'eau français ;
- d'un blocage de la charge solide à l'arrière des seuils de stabilisation du profil en long.

Les incidences de cette altération sur les cours d'eau sont multiples et peuvent aller de la destruction des structures humaines à de sérieux impacts sur les écosystèmes aquatiques et riverains (Bravard et al., 1999) (Table1.2).

1.2.4.3 Incidence sur l'hydromorphologie

Les différentes interventions humaines ont également un effet sur le régime hydrologique des cours d'eau et aux limites des chenaux ce qui influence ensuite la production sédimentaire. D'un point de vue anthropique, les ouvrages ayant le plus d'impacts sur le régime hydrologique sont les barrages. Plusieurs études ont analysé les effets des barrages sur le régime hydrologique et les différents effets morphologiques au cours de ces 40 dernières années (Petts, 1984; Williams and Wolman, 1984; Kondolf, 1997; Rollet, 2007; Arnaud, 2012). Les effets de ces ouvrages sont nombreux et plus complexes que les autres travaux énoncés (protection de berges, extractions) car ils ont une influence à la fois sur les débits liquides et solides.

Impacts sur les variables de contrôle

Les incidences sur les débits liquides varient en fonction du type de barrage. Il s'agit couramment de la modification de la fréquence, de l'amplitude et de la durée des débits extrêmes : les pics de crue sont généralement diminués, alors que les débits d'étiages peuvent être augmentés (ce qu'on qualifie souvent de soutien d'étiage) (Arnaud, 2012). Les ouvrages de dérivation ont, quant à eux, un effet inverse sur les débits minimaux : une majeure partie des débits est acheminée vers l'usine hydro-électrique et un débit réservé est maintenu en aval du barrage, hormis les périodes de crue où le débit excédent le débit d'équipement de l'usine est déversé dans le tronçon court-circuité. Le débit réservé est fixé en France depuis la loi "pêche" 1984 où il est nécessaire de "*garantir en permanence la vie, la circulation et la reproduction des espèces*" au 1/10ème du module [8] pour les nouveaux ouvrages et au 1/40ème du module pour les ouvrages déjà existants (Arnaud, 2012).

8. Module : débit hydrologique moyen inter-annuel

TABLE 1.2 – Recensement des impacts environnementaux, écologiques et socio-économiques engendrés par l'incision. Adapté depuis Bravard et al. (1999)

Incidences sur les propriétés physiques des cours d'eau	Impacts environnementaux, écologiques et socio-économiques
Rétractation de la bande active, diminution du ratio largeur/profondeur	- Réduction de la surface des habitats aquatiques et altération - Réduction de la surface du lit pour l'infiltration et la recharge de la nappe phréatique - Concentration du flux dans un chenal préférentiel et augmentation de la contrainte de cisaillement ➔ accentuation de l'incision
Simplification du style fluvial	- Perte des annexes hydrauliques et diminution de la diversité des habitats - Diminution de la population piscicole
Modification de la morphologie des berges	Forte érosion des berges et instabilité, perte de terres agricoles et risque de destruction d'infrastructures avoisinantes
Augmentation du transport solide en aval dû à l'érosion du lit et de berges	- Aggradation des chenaux en aval
Diminution du nombre et de la surface des bancs sédimentaire	- Perte d'habitats et réduction de la biodiversité
Pavage	- Perte de zones de frayères - Barrière pour la migration de poissons
Fragilisation des versants	Peut déclencher des glissements de terrain et par conséquent la fourniture de quantités conséquentes de sédiments au cours d'eau
Affouillement d'ouvrages	Effondrement d'ouvrages (*e.g.* ponts), pertes économiques conséquentes pour leur réparation
Réduction de la filtration de l'eau	Réduction de la qualité de l'eau et augmentation des dépenses de traitement
Baisse du niveau de la nappe phréatique	- Perte de la capacité de stockage en eaux souterraines - Assèchement et perte des habitats aquatiques avoisinants - Assèchement des racines de la végétation riveraine - Développement de forêts alluviales - Assèchement des plaines inondables, transformation de la végétation et des communautés invertébrés, modification de la qualité physico-chimique de l'eau

Les incidences sur les débits solides sont variables, selon si l'ouvrage est dit "transparent" et est équipé de vannes permettant le transit sédimentaire. Le mode de gestion des matériaux peut également jouer un rôle (curages mécanistes, réinjection de matériaux en aval, etc.). Dans le cas où les matériaux ne s'accumulent pas en amont de l'ouvrage, leur transport vers l'aval dépend de la puissance fluviale du cours d'eau qui se retrouve également altérée. Schmidt and Wilcock (2008) ont utilisé la balance de Lane (1955) et les relations d'Einstein-Brown et de Chézy pour l'analyse de 61 tronçons aménagés dans l'Ouest américain ce qui représente 4000 km de cours d'eau :

$$I^* = \frac{(Q_s^*)^{0.5}(D^*)^{0.75}}{Q_l^*} \tag{1.1}$$

Avec $I^* = I_{post}/I_{pre}$, $Q_s^* = Q_{spost}/Q_{spre}$, $Q_l^* = Q_{lpost}/Q_{lpre}$ et $D^* = D_{post}/D_{pre}$.

I la pente du lit, Q_s le débit solide, Q_l le débit liquide, D le diamètre moyen des sédiments du lit, pre la condition avant la mise en place du barrage et $post$ la condition après.

I^* représente la balance sédimentaire, en d'autres termes le potentiel de dépôt ou d'érosion comme effet de la modification des variables de contrôle. Elle peut prendre les valeurs suivantes :

- $I^* > 1$ signifie qu'il faut considérer une augmentation de la pente pour transporter le stock sédimentaire

après la mise en place du barrage au vu de la modification des débits de crue. On retrouvera dans ce cas une situation d'excès sédimentaire post-barrage ;

- $I^* < 1$ représente une situation de déficit sédimentaire et donc la considération d'une diminution de la pente ;

- $I^* = 1$ représente une situation d'équilibre dynamique entre le dépôt et l'érosion.

Les auteurs de cette synthèse scientifique recensent une large gamme de valeurs comprises entre 0.08 et 1.64. Cette hétérogénéité peut s'expliquer par de nombreuses combinaisons d'ajustements possibles. La majorité des tronçons sont en déficit sédimentaire (environ 67%) et très peu en excès (environ 4%). Les tronçons restants sont supposés à l'équilibre ou indéterminés.

Impacts sur les variables de réponse

Kondolf (1997) présente les incidences morphologiques des barrages en utilisant le concept de ***hungry water*** : les "eaux affamées" qui, lorsqu'elles sont lâchées par un ouvrage, s'alimentent en sédiments du fond et provoquent de cette manière une incision et une augmentation de la granulométrie du fond (pavage) par érosion sélective (Arnaud, 2012). La diminution de l'amplitude et de la durée des inondations favorise la colonisation végétale des annexes et des unités morphologiques des chenaux ce qui mène sur le plus long terme à une rétractation de la bande active (Liébault and Piégay, 2002; Surian and Rinaldi, 2003). L'impact de la végétalisation des bancs sédimentaires et des marges provoque un déficit sédimentaire (Liébault and Piégay, 2002) dont l'intensité diminue à mesure qu'on s'éloigne de l'ouvrage.

1.2.4.4 Incidences écologiques et socio-économiques

Il est très largement admis aujourd'hui que les processus hydromorphologiques affectent positivement ou négativement le fonctionnement écologique d'un cours d'eau. En effet, la dynamique fluviale modèle les habitats aquatiques et terrestres qui représentent un indicateur témoignant de l'abondance et la distribution des communautés faunistiques et floristiques (Arnaud, 2012). Au vu de la hiérarchisation de l'hydrosystème fluvial (Amoros and Petts, 1993), un forçage naturel ou anthropique sur une des variables du système conduit forcément à une modification du compartiment biologique (Fig. 1.13).

Comme évoqué dans le Tableau 1.2, l'incision d'un tronçon fluvial aménagé peut impacter considérablement les biocénoses aquatiques et terrestres et, par la même occasion, les activités socio-économiques en lien avec le cours d'eau (Bravard et al., 1999). Nous insistons sur le phénomène d'incision car il s'agit de la problématique la plus répandue en France et dont les effets sont les plus complexes à limiter.

L'incision dans le lit mineur d'un tronçon aménagé peut mener à l'affouillement d'ouvrages de génie civil (seuils, ponts, etc.) (Bravard and Petts, 1993; Kondolf, 1997). Par ailleurs, on observe une simplification des formes fluviales menant à la modification des vitesses et profondeur et par conséquent à une homogénéisation des faciès d'écoulement et des substrats (Wohl et al., 2005). Une forte simplification des habitats pour les invertébrés et poissons peut alors être observée. Un cours d'eau incisé peut également aboutir à un pavage de son lit à travers la purge des sédiments fins/moyens et le maintien des sédiments grossiers, difficiles à mobiliser pour la population piscicole en période de frai (Kondolf, 1997). Certaines études américaines font remonter les difficultés rencontrées par les salmonidés en période de reproduction dans les rivières californiennes, dues à une raréfaction des graviers entre 15 et 50 mm d'axe b (deuxième plus grand axe) (Kondolf, 1997).

Le lit majeur d'un cours d'eau subit également les effets de l'incision. En effet, les incidences des aménagements ou les aménagements eux-mêmes, affectent la connectivité écologique dans ses trois dimensions (Amoros and Petts, 1993) :

- **Longitudinale** à travers la déconnexion des bras secondaires par l'amont ou l'aval ;

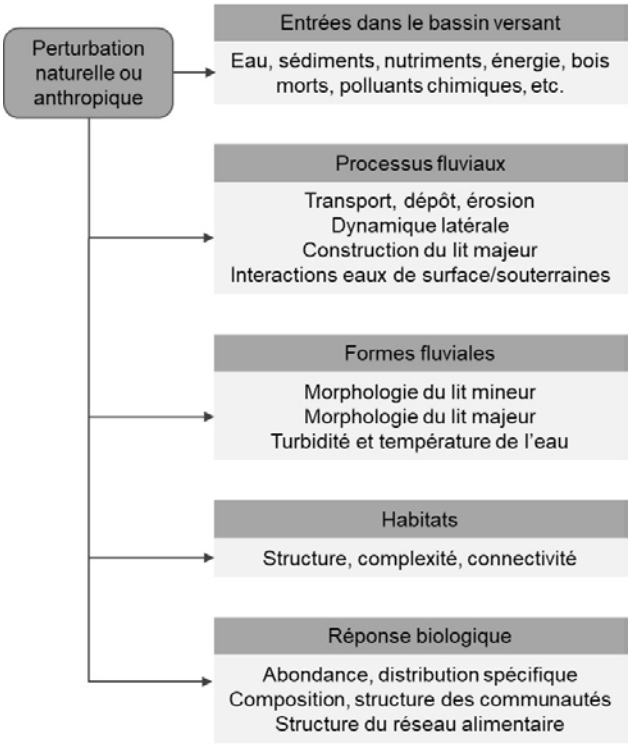


FIGURE 1.13 – Représentation conceptuelle des liens entre les compartiments physiques et biologiques du système fluvial (d'après StillwaterSciences (2005) *in* Arnaud (2012))

- **Latérale** à travers la déconnexion totale des bras, la diminution de la fréquence des débordements, etc. ;
- **Verticale** à travers l'abaissement du niveau de la nappe d'accompagnement.

Dans le même esprit que l'anthroposystème tel que présenté dans la section 1.1.2, même s'il est plus courant de recenser les effets négatifs des activités anthropiques, il existe tout de même des aménagements conçus dans l'objectif d'une gestion intégrée et d'un développement territorial durable. C'est d'ailleurs cette orientation que tendent à prendre la plupart des nouveaux projets d'exploitation de cours d'eau. En France, depuis 2004 on observe un durcissement de la mise en concurrence des concessions hydroélectriques ce qui oblige les entreprises à présenter aux services publics des offres conciliant efficacité énergétique et mesures compensatoires en vue de mieux préserver les écosystèmes impactés et de respecter les autres usages des cours d'eau (EDF, 2012) (Arnaud, 2012). A l'image de cet exemple de modification du cadre législatif, la restauration fonctionnelle des cours d'eau telle qu'elle a été abordée récemment propose de considérer un nouveau rapport entre l'Homme et le cours d'eau.

1.2.5 Cas particulier des rivières de montagne

A l'image des rivières de plaine, les cours d'eau de montagne n'ont pas été épargnés par les différentes activités anthropiques présentées précédemment. Les montagnes françaises ont subi d'importantes modifications naturelles à l'issue de la dernière crise géomorphologique située autour de 1850. Ces bouleversements ont été accompagnés d'importants changements socio-économiques ayant indirectement entraîné une végétalisation progressive couvrant et protégeant les versants (Liébault, 2003). A ces modifications se sont ajoutés de nombreux travaux dont l'objectif était de réduire l'activité torrentielle par reboisement des versants nus et de

correction hydraulique des têtes de bassin. Les modifications climatiques ultérieures au PÂG (deuxième moitié du 20ème siècle) qui peuvent être partiellement corrélées avec une raréfaction des extrêmes pluviométriques et hydrologiques ont également eu un effet non négligeable sur les terrains de montagne (Bravard and Peiry, 1993). Ces facteurs ont contribué à la diminution des flux solides et liquides en production et en transit au sein des systèmes fluviaux, modifiant ainsi profondément les styles fluviaux des cours d'eau (rétractation de la bande active, disparition du tressage, etc.) (Liébault et al., 2005).

1.2.5.1 Forçages naturels

Un des facteurs de contrôle de la connectivité sédimentaire est **la morphologie** du bassin (la forme du bassin, de la vallée, du profil en long, et la géométrie du réseau hydrographique) (Cavalli et al., 2013; Brardinoni and Hassan, 2006; Cossart, 2016; Fryirs and Brierley, 2001). Ces paramètres peuvent être à l'origine de discontinuités sédimentaires. Le profil en long d'un cours d'eau à marches successives où les zones de replat sont occupées par des plaines alluviales ou des lacs, vont avoir le rôle de zone tampon. A l'opposé, un cours d'eau à forte pente, aura un profil en long sans rupture majeure témoignant d'une connectivité sédimentaire efficace. Dans les Pyrénées, la géométrie générale des bassins versants (forme et taille), ainsi que le cadre morpho-structural sont considérés comme étant assez stables aux échelles de temps séculaires (Blanpied, 2019).

La variabilité spatio-temporelle des flux liquides et solides dépend très fortement des conditions hydro-climatiques à différentes échelles de temps (Brousse et al., 2011; Harbor, 1995). Les périodes froides du Pléistocène [9] et paraglaciaire [10] ont été marquées par la présence de stocks sédimentaires abondants et des taux d'érosion importants en comparaison avec la période interglaciaire [11] (Harbor, 1995; Hinderer, 2001; Stange et al., 2014). L'étude de Delmas (2009) conduite au niveau du massif du Carlit dans les Pyrénées orientales a justement estimé des taux d'érosion (0.6 $mm.an^{-1}$) et de dénudation (4.5 $mm.an^{-1}$) plus importants en période paraglaciaire. Si pendant la période de l'Optimum Climatique Médiéval (OCM, fin du 9ème-12ème siècle, (Xoplaki et al., 2001)) les cours d'eau français étaient calmes et plutôt incisés, la fin du PÂG autour des années 1850-1890 (Antoine, 2009; Liébault, 2003), est quant à elle connue pour être une période hydrologique dynamique caractérisée par des fréquences de crues élevées (Bravard, 1988; Bravard and Peiry, 1993; Peiry et al., 1994). Le calme hydrologique est retrouvé durant la deuxième moitié du 20ème siècle dans les massifs pyrénéens et alpins (Antoine, 2009; Liébault and Piégay, 2002). Le changement climatique actuel se traduit par une augmentation des phénomènes extrêmes (étiages sévères et crues extrêmes) est supposé à l'origine de la fonte des glaciers de haute montagne depuis la fin du PÂG. Si la fonte des glaciers alpins pendant cette période a provoqué une activité géomorphologique paraglaciaire soutenue dans les massifs montagneux, la petite taille des glaciers pyrénéens n'a pas permis un tel phénomène.

1.2.5.2 Forçages anthropiques

A l'instar de plusieurs pays, la France a elle aussi adopté une politique active de reboisement des versants de ses torrents et rivières de montagne à la fin du XIXème dans l'objectif de limiter les risques liés à l'érosion torrentielle (Carladous et al., 2016; Piton, 2016). Il s'agissait également de limiter le ruissellement mettant en danger les populations qu'elles soient avoisinantes ou situées en aval (Piton et al., 2016). En effet, ces changements d'occupation des sols ont eu tendance à augmenter la part d'évapotranspiration à l'échelle d'un

9. Pléistocène (2.58 millions d'années à 11 700 ans avant le présent) : première période géologique de l'ère quaternaire, comprise entre le pliocène (fin de l'ère tertiaire) et l'holocène (début du néolithique) caractérisée par l'apparition de l'Homme et les grandes glaciations

10. Période paraglaciaire : séquence qui suit la glaciation, elle désigne la déglaciation de la fin du Pléistocène mais aussi toutes les périodes de retrait glaciaire au-delà de la phase restreinte de déglaciation (Church and Ryder, 1989)

11. Période interglaciaire : période séparant deux glaciations caractérisée par des températures moyennes à l'échelle de la planète relativement élevées. L'Holocène (10 000 dernières années), période géologique actuelle, correspond à une période interglaciaire

bassin versant ce qui réduit la part de ruissellement de surface net du point de vue du bilan hydrologique (Jourdain, 2017). A l'image du débit liquide, les apports solides ont également été fortement impactés par ces travaux limitant les érosions grâce à la protection offerte par la végétation à l'opposé des versants "nus" ou agricoles (Liébault and Piégay, 2002). Les travaux de correction torrentielle comprennent également les différents barrages et seuils aussi appelés "check-dams" (Piton et al., 2016) permettant de limiter les apports solides vers les zones à enjeux généralement situées en aval du bassin versant et quelques fois même au niveau des cônes de déjection de torrents et de rivières torrentielles.

Les variabilités spatiales de la fourniture sédimentaire et des flux liquides sont également influencées par les différentes activités et installations anthropiques présentes sur le bassin versant. Les interventions visant à "taire" les torrents actifs agissant directement sur les processus des versants (*i.e.* glissements de terrain, avalanches ou laves torrentielles) par **correction** torrentielle ou **stabilisation** du profil en long, la reforestation ou déforestation ainsi que les différentes interventions sur le réseau hydrographique affectent fortement la connectivité d'un bassin versant.

La modification des paysages des terrains de montagne a vu le jour dès le Néolithique [12] où l'on peut observer des traces de troupeaux et des défrichements (Métailié, 1984). Dans les Pyrénées, le défrichement anthropique pour le développement de la métallurgie démarre à la moitié du 18ème siècle soit environ cinquante années après les Alpes (Métailié, 1987). Ce phénomène lié à l'intensité des événements hydro-climatiques dans le cadre du deuxième paroxysme du PAG, a engendré une crise érosive fortement étudiée à l'échelle des différents massifs français. L'objectif était d'éviter la formation d'embâcles provoquée par l'accumulation d'arbres et l'obstruction des cours d'eau augmentant ainsi les risques d'inondations. L'effet direct de ce défrichement anthropique était une meilleure connectivité sédimentaire traduite par une augmentation de la surface et du nombre de zones contributives (la végétation n'étant plus présente pour les protéger de l'érosion) et par conséquent une intensification de la fourniture sédimentaire. En revanche, la période ayant suivi la fin de la première guerre mondiale marquée par la déprise agro-pastorale, l'abandon des cultures combinés aux activités de stabilisation des versants et des lits (*i.e.* reboisement intensif) menés par le service Restauration des Terrains de Montagne (RTM) dans les Alpes (Liébault and Piégay, 2002) et dans les Pyrénées (Bartoli and Tierle, 1998; Métailié, 2006), ont, à l'opposé, favorisé la re-végétalisation et la stabilisation des versants. La conséquence directe est une diminution conséquente de la production sédimentaire illustrée par une rétractation des bandes actives (Brousse et al., 2011), une incision généralisée (Bravard, 1988), une réduction des pics de débits liquides et un tarissement des sources sédimentaires (Liébault, 2003). De manière générale, l'activité torrentielle a été très fortement réduite au cours du 20ème siècle. Il se trouve que la présence de cette nouvelle végétation, modifie le taux d'infiltration et le coefficient de ruissellement, limite l'érosion des sols et, par conséquent, le transport et la fourniture sédimentaire (Thornes, 2005).

1.2.5.3 Réponse aux forçages : trajectoire d'évolution du système torrentiel

Les différents forçages naturels ou anthropiques peuvent être considérés comme des perturbations ou des pressions à l'origine de l'état actuel du système torrentiel et des dynamiques hydro-sédimentaires (Blanpied, 2019). Ces dernières peuvent être divisées en deux catégories selon le concept de *"landscape sensitivity"* proposé par Brunsden and Thornes (1979) (Blanpied, 2019)) :

- Des **perturbations pulsatives** brutales (de type "*pulse*") et/ou des événements de type Basse Fréquence Haute Magnitude (BFHM) à l'image des crues (Fryirs, 2013) ;
- Des **pulsations graduelles** lentes (de type "*press*") modifiant le système de manière durable et progressive à l'image des forçages naturels et anthropiques.

12. Néolithique (8500 ans av. J.-C. à environ 3000 ans av. J.-C.) : désigne également l'âge de pierre, période marquée par de profondes mutations techniques et sociales. Le développement de l'agriculture et l'élevage y est important.



FIGURE 1.14 – Gros bloc arrêté par une série de barrages de correction torrentielle sur la partie amont du torrent de St. Antoine en Savoie (Photographie extraite de l'article de Piton et al. (2016), crédit photo : Simon Carladous)

La notion de trajectoire d'évolution expliquée précédemment est conditionnée par la fluctuation des flux liquides et solides. Toutefois, cette notion peut être dissociable en fonction du système étudié (fluvial ou torrentiel). En effet, en géomorphologie fluviale, la trajectoire d'évolution est caractérisée par un changement global de style fluvial (*e.g.* en tresses, rectiligne, à méandres, à anastomoses) et de comportement associé ((Fryirs, 2013) *in* (Blanpied, 2019)). En géomorphologie torrentielle, on parle de changement global d'apports solides, de morphologie du chenal, de transport sédimentaire et de régime hydrologique (Owens and Walling, 2002) *in* (Blanpied, 2019)). La compréhension de cette notion est fondamentale pour la mise en place de plan de gestion des risques torrentiels à des fins de gestion durable de la charge sédimentaire et, par conséquent, la compréhension de l'évolution paysagère ((Savi et al., 2013) *in* (Blanpied, 2019)).

A l'image du système fluvial, si une perturbation dépasse le seuil de résilience du système torrentiel (Fig.1.2), on observe un changement d'état du système (Arnaud, 2012). Il existe toutefois, un décalage temporel entre la perturbation et la réponse morphologique du système (Dufour and Piégay, 2009; Gregory, 2006; Knighton, 1984; Schumm, 1977). Cette variable est généralement un indicateur témoignant de l'efficacité de la connectivité sédimentaire et de l'intensité de la perturbation observée. En effet, plus la réponse du système est rapide, plus la perturbation est considérée comme étant importante et/ou la connectivité efficace (Blanpied, 2019). Cependant, ces modifications ne sont que très peu appréciables sur le court terme (Belletti et al., 2015). Ainsi, une approche géomorphologique ayant pour objectif de comprendre la dynamique torrentielle et la connectivité sédimentaire, nécessite le positionnement de la dynamique actuelle du système dans une trajectoire d'évolution dynamique ou historique (Blanpied, 2019). Enfin, comme le système fluvial, le système torrentiel obéit aux mêmes règles de fluctuations autour de l'état d'équilibre dynamique (Lane, 1955) recherchant un certain équilibre entre les différentes variables de contrôle (Malavoi and Bravard, 2010).

1.2.5.4 Évolution des cours d'eau de montagne

A l'issue du PÂG, les cours d'eau de montagne européens ont subi d'importants ajustements morphologiques. La première période d'ajustement (première moitié du XXème) a concerné l'élargissement de la bande active des chenaux torrentiels illustrée par une tendance à l'exhaussement des lits et un développement important du tressage dans les Alpes (Peiry et al., 1994) et dans les Pyrénées centrales espagnoles (García-Ruiz

and Lana-Renault, 2011). Suivent ensuite, une réduction des apports et du transport sédimentaire engendrant une tendance à la rétractation de la bande active et à l'incision généralisée des lits des chenaux torrentiels dans les Alpes françaises (Bravard and Peiry, 1993; Liébault and Piégay, 2002), et orientales (Surian and Rinaldi, 2003) et dans les Pyrénées centrales espagnoles (García-Ruíz et al., 1997). Les Pyrénées centrales françaises ont toutefois fait l'objet de très peu d'études et par conséquent peu de données existent sur ce secteur (Blanpied, 2019).

Les conséquences directes de ces modifications sont le changement/simplification des styles fluviaux des cours d'eau passant parfois de rivières torrentielles en tresse à des rivières à chenal unique. Les études effectuées sur cette thématique témoignent donc toutes d'un tarissement des sources sédimentaires de versants et par conséquent de la diminution du transport solide (Liébault and Piégay, 2002; Petit et al., 1996). Elles montrent également que, dans ce contexte, les principales sources sédimentaires en cas de crue proviennent principalement des érosions de berges et du stock déjà présent dans le lit (Daly et al., 2015; Kessler et al., 2013) *in* (Blanpied, 2019)). Actuellement, les mécanismes dominants dans les rivières torrentielles et les torrents français sont l'incision et la rétractation des bandes actives. Ils permettent au chenal d'ajuster ses variables de réponse (pente et géométrie) et par conséquent sa capacité de transport face aux nouvelles conditions hydrologiques et sédimentaires.

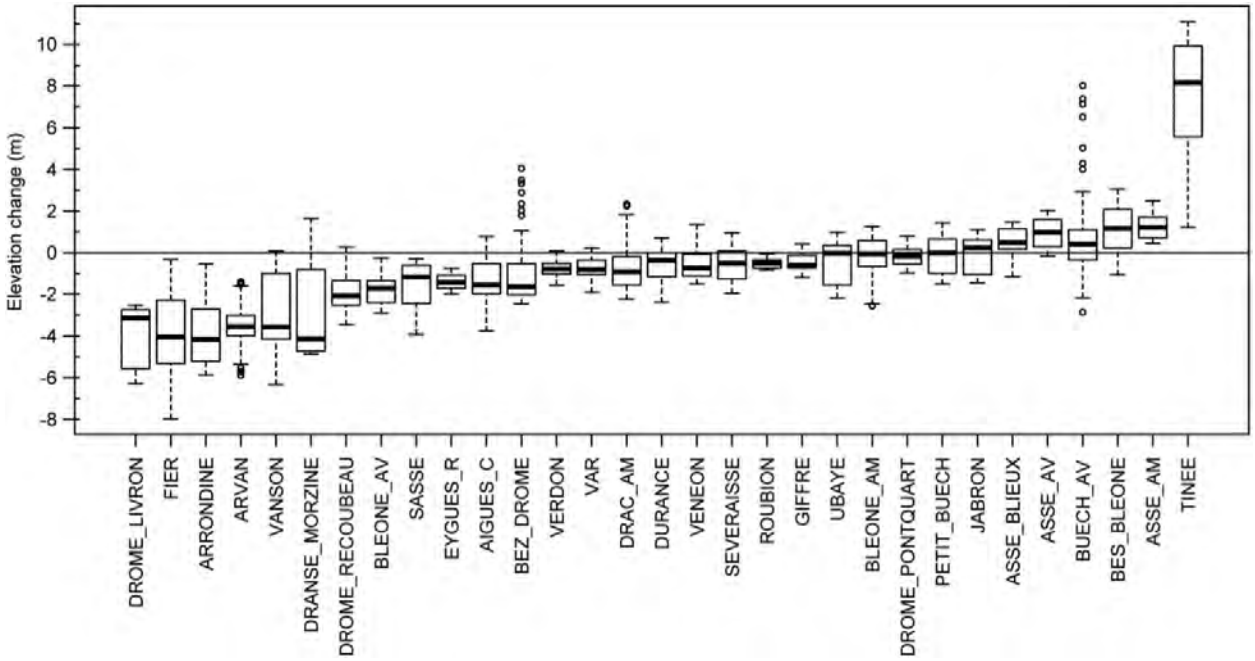


FIGURE 1.15 – Évolution altimétrique des tresses alpines analysée à partir des profils en long des Grandes Forces Hydrauliques entre 1894 et 1930 (d'après Liébault et al. (2013))

1.2.5.5 Changement d'occupation des sols

La fin de la seconde guerre mondiale a été particulièrement marquée par un exode rural généralisé à l'ensemble du territoire français. La décroissance de la population rurale est ininterrompue jusqu'en 1975. Les milieux de montagne ont été particulièrement marqués par ce phénomène et, par conséquent, plusieurs terres agricoles anciennement exploitées ont été laissées à l'abandon et colonisées par des forêts y compris dans les zones alluviales (Liébault and Piégay, 2002). Les systèmes fluviaux sont très sensibles à ces différents changements d'occupation des sols (Liébault et al., 2005). En effet, ce facteur à lui seul peut engendrer des modifications significatives de la morphologie des cours d'eau conduisant à une diminution nette de leur

largeur. Ceci peut être expliqué par une baisse considérable des apports solides traduite par des versants protégés et stabilisés par la végétation les recouvrant et forçant de cette manière les cours d'eau à puiser dans leurs propres ressources sédimentaires. De sérieux cas d'incision peuvent résulter de ces phénomènes.

Les travaux de Liébault and Piégay (2002) ont consisté en l'analyse du rétrécissement de la bande active d'une dizaine de cours d'eau majoritairement localisés dans le Sud-Est de la France. Ce jeu de données conséquent comprenant des rivières variées avec des tailles de bassins versants de drainage allant de 10 à 17 570 km^2, a permis d'associer la rétractation des bandes actives principalement à la colonisation de la végétation dans les chenaux actifs et leurs versants associés sur l'ensemble des cours d'eau étudiés entre 1850 et 1990. Entre 1950 et 1970, on observe une accélération considérable du rétrécissement suivie d'un ralentissement entre 1970 et 1990. Les changements issus de la première période de 1850 à 1950 ont été attribués aux changements climatiques majeurs dûs à la sortie du Petit Âge Glaciaire ainsi qu'aux travaux conséquents de correction torrentielle entrepris dès la fin du 19ème siècle par les services RTM (Restauration des Terrains de Montagne).

Le rétrécissement accéléré des cours d'eau entre 1950 et 1970 est quant à lui associé à l'abandon des activités agricoles laissant place au reboisement des versants et des zones alluviales. D'autres facteurs ont été examinés dans le cadre de ces travaux sans pour autant fournir des réponses concluantes pouvant être généralisées aux cours d'eau similaires. Les extractions de matériaux ont également contribué à la rétractation de la bande active de plusieurs cours d'eau de montagne, mais ils n'expliquent pas à eux seuls ce phénomène, son déclenchement datant d'avant le démarrage de ces pratiques. La variabilité hydrologique a également été explorée mais elle n'explique les phénomènes de rétrécissement visibles sur le long terme, même si elle influence la variabilité sur le court-terme. Ceci s'explique par le fait que la période d'accélération du rétrécissement de la largeur des cours d'eau entre 1950 et 1970 n'a pas la même signature hydrologique pour toutes les rivières étudiées. Enfin, la période de ralentissement du rétrécissement à partir de 1970 est attribuée à l'atteinte d'un nouvel état d'équilibre pour la plupart des cours d'eau.

Le changement d'occupation des sols faisant suite à l'abandon des activités agricoles en terrains de montagne semble donc être la principale cause de la végétalisation des versants et des lits des rivières favorisant de cette manière leur incision généralisée. D'autres facteurs peuvent également contribuer à ces changements morphologiques majeurs, toutefois ils ne peuvent pas être généralisés à tous les cours d'eau et constituent ainsi des spécificités locales (extractions de matériaux, variabilité hydrologique, etc.) (Jourdain, 2017; Liébault and Piégay, 2002).

1.3 La restauration des rivières

1.3.1 Définitions

La volonté de restaurer un cours d'eau se manifeste lorsque l'on diagnostique sa "mauvaise santé". Toutefois, la question de "bonne/mauvaise santé" des systèmes fluviaux et comment les gestionnaires des cours d'eau peuvent agir pour améliorer leur condition est encore largement débattue au sein de la communauté scientifique. Les questions "modernes" suivantes sont soulevées :

- Est-il véritablement réaliste de considérer un retour à un état complètement naturel ?
- Quel état de référence retenir avant d'engager un projet de restauration ?
- Pouvons-nous systématiquement considérer que les rivières anthropisées sont forcément en "mauvaise santé", comme il est souvent sous-entendu par la plupart des méthodes d'évaluation de la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) ?
- Des rivières manipulées par des moyens anthropiques ne pourraient-elles pas atteindre un nouvel état écologique intéressant en accord avec le concept de l'anthroposystème (Piégay, 2016) (section 1.1.2) ?

Si l'on se réfère à la plupart des synthèses scientifiques, la restauration est souvent caractérisée par de nombreux modes d'action visant à améliorer la qualité **écologique** d'un milieu naturel (ici un cours d'eau) dégradé par diverses interventions humaines (Brookes and Shields, 1996; Sear, 1994; Wohl et al., 2005). Le volet écologique est donc le principal vecteur de mise en place de projets de restauration. Les dix premières années de travaux sur la restauration des systèmes fluviaux (années 1990) ont mené au concept de la *naturalité* (Wohl et al., 2005). Ce dernier suggère le retour à un état totalement non anthropisé qualifié comme "situation idéale" (Catalon, 2015). En Europe, une évolution de la notion de restauration émerge avec la DCE qui exigeait des différents États d'atteindre le "bon état écologique" des masses d'eau en 2015. Cet état était défini par des conditions hydromorphologiques, physico-chimiques et biologiques de référence avec "pas ou très peu d'altérations anthropogéniques". La DCE représente donc à ce jour l'une des directives des plus ambitieuses pour la promotion de la naturalité menée à ce jour (Dufour and Piégay (2009) *in* Arnaud (2012)).

La continuité écologique est souvent définie par la libre circulation des espèces biologiques combinée avec le transport naturel, sans obstacles des sédiments. Restaurer la continuité écologique, selon les objectifs de la DCE, c'est permettre aux rivières de pouvoir avoir un comportement physique naturel de l'amont vers l'aval (continuité longitudinale) tout en ayant la possibilité d'exploiter leur lit majeure en périodes de crues (continuité transversale). Pour évaluer la continuité écologique des cours d'eau, il est donc souvent conseillé d'effectuer un recensement de tout type d'obstacles à l'écoulement quelle que soit leur taille (barrages, seuils, radiers, buses, etc.). L'espace de liberté ou de mobilité nécessaire des cours d'eau, n'est toutefois pas mentionné par la DCE, ce qui constitue une certaine limite de cette vision.

Toujours dans le cadre de la DCE, la géomorphologie fluviale est devenue une discipline à part entière intégrée dans les sciences environnementales. Le travail apporté par les géomorphologues est dorénavant intégré dans des équipes de projets environnementaux multidisciplinaires (Arnaud-Fassetta et al., 2009). La connaissance du fonctionnement hydromorphologique passé et actuel des cours d'eau de montagne connaît donc un regain d'intérêt depuis la mise en place de la directive.

Un projet de restauration peut être motivé aujourd'hui par la volonté : d'améliorer la qualité de la biodiversité aquatique, de rétablir les différents services écosystémiques rendus par les rivières et leurs plaines inondables ainsi que le respect de la réglementation nationale et internationale (Jähnig et al., 2011). Ce dernier aspect est l'un des principaux vecteurs de lancement et d'orientation pratique des différents projets de restauration mis en place lors de ces dernières décennies.

Enfin, la restauration des systèmes fluviaux peut être positionnée sur un gradient opposant l'état naturel ou semi-naturel à l'état actuel dégradé ((Boon and Raven, 2012) *in* (Arnaud, 2012)). Il est considéré que la restauration intervient quand les premières actions (préservation, limitation et atténuation) vis-à-vis des effets négatifs des actions humaines, ne sont pas suffisantes pour maintenir la qualité écologique d'un tronçon (Fig. 1.16)

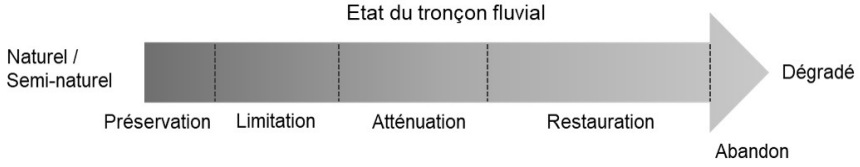


FIGURE 1.16 – Différentes options de gestion en fonction de la dégradation d'un tronçon fluvial (Arnaud, 2012; Boon and Raven, 2012) (modifié d'après Boon and Raven, 2012)

1.3.2 Développement historique de la restauration des rivières

Les années 1970 et 1980 ont vu émerger des projets de restauration visant à l'amélioration de la qualité de l'eau à travers la réduction de la pollution organique, de la prolifération de substances toxiques ou encore des phénomènes d'eutrophisation. Ce n'est que récemment que les projets de restauration en Europe se sont intéressés à l'amélioration conjointe des propriétés hydrologiques et morphologiques des chenaux et de leurs plaines inondables (Jähnig et al., 2011; Wohl et al., 2015c).

La fin du 20ème siècle (années 1980-1990) a marqué le début de l'intérêt pour l'analyse conjointe de l'hydrologie (*i.e.* la quantité et la dynamique d'écoulement de l'eau et la connexion aux eaux souterraines) et de la morphologie (*i.e.* la structure du lit d'un cours d'eau, les dimensions du chenal et son espace de mobilité, la nature du substrat) des cours d'eau qui a mené à la naissance de la discipline de l'hydromorphologie. Toutefois, les premiers projets de restauration qui ont considéré cet aspect, se sont pour la plupart uniquement focalisés sur la répartition et la configuration spatiale des habitats aquatiques (Belletti et al., 2015; Platts et al., 1983; Raven et al., 1998). En effet, les habitats aquatiques étaient considérés comme une composante importante des études écologiques qui fournissait des informations précieuses telles que la composition et la structure des communautés biologiques présentes. Par ailleurs, les premières restaurations étaient principalement basées sur des références historiques statiques (Arnaud, 2012). Elles étaient le plus souvent limitées à une simple "réparation" des formes fluviales altérées (Dufour and Piégay, 2009), amenant, dans certains cas, à un échec (Kondolf et al., 2007).

La décennie écoulée a vu émerger plusieurs études démontrant l'intérêt d'élargir l'évaluation de la condition d'une rivière au delà de l'analyse des habitats à travers la considération des différentes pressions et réponses du système étudié et une meilleure compréhension des différents processus dynamiques intervenant dans l'hydrosystème fluvial (Fryirs et al., 2007). Cette amélioration de compréhension permet aux gestionnaires actuels de fonder un diagnostic plus robuste des causes des altérations et, par conséquent, de diriger les actions vers une restauration plus **durable des processus** (Dufour and Piégay, 2009; Kondolf et al., 2007; Wohl et al., 2005, 2015c).

Les développements actuels en géomorphologie fluviale consistent en la restauration, la réhabilitation ou la renaturalisation des rivières fortement modifiées, la prévention des inondations et l'entretien du lit (Bravard et al., 1999; Habersack et al., 2008). La gestion durable des cours d'eau tend de plus en plus vers des approches dites "douces" ou "vertes" impliquant très peu de travaux "gris" réputés pour ne prendre en considération que les processus hydrauliques. C'est justement dans cet esprit que certains concepts tels que l'"espace de divagation", l'utilisation d'arbres riverains comme des pièges naturels à sédiments, le scindement de méandres ou encore la création de bras de décharge sont nés. On attend des mesures citées : une meilleure fourniture sédimentaire au cours d'eau pour le rétablissement de son équilibre, la restauration de la connexion entre les écosystèmes riverains et les eaux souterraines et, enfin, l'amélioration de la rétention de crues pour atténuer les pics pouvant causer des débordements.

1.3.3 Formulation d'objectifs réalistes

Après plusieurs siècles marqués par des travaux d'ingénierie visant à réduire voire supprimer les annexes fluviales et favoriser le développement uniquement, on observe aujourd'hui un intérêt grandissant pour l'adoption de techniques de gestion permettant de concilier la préservation des écosystèmes tout en encourageant le développement. C'est de là qu'est né le concept de services écosystémiques rendus par les hydrosystèmes fluviaux (MEA, 2005). Un cours d'eau ne peut donc pas être valorisé seulement pour les services primaires qu'il est en mesure de fournir aux populations humaines (nourriture, énergie, eau, graviers, etc.), il est également capable de traiter les déchets, stocker du carbone, réguler le climat, servir de bases de loisirs, etc. (Catalon, 2015). Réaliser l'importance des services rendus par l'écosystème fluvial pour l'existence humaine de manière générale a conduit à un intérêt grandissant pour la restauration des milieux naturels (Arnaud, 2012). Dans cet esprit, émerge la nouvelle définition de la WWF/IUCN (2000) qui

considère la restauration comme "*un processus qui vise à rétablir l'intégrité écologique tout en améliorant le bien-être de l'homme*. Trois objectifs sont alors généralement considérés (Bazin and Barnaud, 2002) :

- Le **retour à un bon niveau de biodiversité**, rejoignant le concept de qualité écologique ;
- Le **rétablissement de la fonctionnalité des écosystèmes**, pour qu'ils remplissent à nouveau des fonctions écologiques ainsi que des services à l'échelle du territoire ;
- La **préoccupation d'une certaine efficacité économique**, élaboration de mesures pouvant répondre à des critères de faisabilité et de reproductibilité à plus grande échelle.

En synthèse, l'objectif est donc de permettre le fonctionnement des processus naturels avec le moins d'entrave possible, tout en reconnaissant le caractère inévitable et irréversible des altérations humaines sur l'ancien système fluvial totalement naturel. Ceci laisse entendre que la restauration devrait être guidée par un paradigme fonctionnel qui considère une rivière en bonne santé comme étant en bon fonctionnement et gardant son caractère complexe en termes d'habitats diversifiés, au lieu de considérer le passé comme condition de référence (Catalon, 2015).

1.3.3.1 Dépendances spatiales

Bedford (1999) conclut dans son étude que des altérations cumulées à l'échelle du bassin versant serait l'une des plus grandes contraintes à la restauration des hydrosystèmes fluviaux. Ses travaux suggèrent qu'appréhender des projets de restauration de manière fragmentée sans prise en compte des différents processus intervenant à plus grande échelle, limite leur efficience et l'atteinte des objectifs souhaités. Bernhardt et al. (2005) indiquent que pour l'efficience d'un projet de restauration, une approche intégrée prenant en considération la gestion de l'ensemble du bassin versant est vivement conseillée. Ces derniers ajoutent que les principaux challenges scientifiques et de gestion sont rencontrés quand les options de conception de solution de restauration sont tellement contraintes qu'un retour à un état de référence avant l'évolution du système est non réaliste.

1.3.3.2 Dépendances temporelles

Si l'on reprend le concept de l'équilibre dynamique métastable évoquant la notion de trajectoire temporelle d'évolution (Fig.1.2), la réversibilité des différents ajustements est remise en cause. Dufour and Piégay (2009) suggèrent qu'il est plus judicieux de percevoir l'évolution du site restauré comme un prolongement de sa trajectoire passée, plutôt que de viser un retour vers une référence historique statique idéalisée. De plus, de nos jours, la restauration des cours d'eau ne peut pas se limiter uniquement à une simple "renaturation", mais elle doit également considérer les besoins de la société qui se sont formés autour. La formulation d'objectifs réalistes réside donc dans le diagnostic de **ce qui pourrait se passer**, en d'autres termes, les possibilités de restauration connaissant la trajectoire temporelle d'ajustement, et de **ce que nous souhaitons**, ou encore les besoins de la société à satisfaire et comment la restauration peut y contribuer (Dufour and Piégay, 2009).

1.3.3.3 Envisager une approche systémique et intégrée

Les projets de restauration récents consistent en des approches multicritères/multifonctionnelles, conciliant "renaturation" et satisfaction des besoins sociétaux dans une vision de développement durable et à large échelle (Habersack et al., 2008). Approcher le système fluvial comme un modèle conceptuel peut aider un observateur à structurer son étude, évaluer sommairement les composants du système, identifier ses variables de contrôle, comprendre sa sensibilité aux changements, les différents seuils géomorphologiques etc. Cette approche est de plus en plus utilisée lorsqu'il s'agit de considérer le cadre de l'anthroposystème fluvial pour la restauration des rivières en considérant à la fois les paramètres naturels (la physique, l'écologie et la chimie)

et les facteurs socio-économiques influençant ces paramètres naturels. Une approche systémique permettrait donc aux personnes agissant sur le système fluvial d'adopter des stratégies de management adaptatif leur permettant de visualiser et partager leur compréhension du fonctionnement de la rivière en question ainsi que les possibles conséquences inhérentes aux travaux de restauration envisagés.

Au vu de la multiplication des questions environnementales, il est devenu de plus en plus courant de devoir composer avec une diversité toujours plus grande des phénomènes physiques (hydrologiques, géomorphologiques ou physicochimiques), d'usages, de parties prenantes, de politiques, de points de vues, etc. (Arnaud-Fassetta et al., 2009; Catalon, 2015). Face à cette complexité grandissante due à la pluralité des paramètres à considérer, le recours à une approche systémique semble être indispensable pour l'évaluation des interrelations existantes entre les différents processus impliqués dans un projet de restauration de rivière. La vue systémique offre, en effet, l'avantage de manipuler un ensemble complexe d'éléments pouvant être considéré comme unitaire et autonome dans l'espace et le temps, mais également interdépendant avec d'autres systèmes par le biais d'imbrications multiéchelles (Scheidegger, 1992) dans laquelle s'inscrivent parfaitement les systèmes fluviaux (section 1.1.1). Cette approche holistique présente l'avantage de pouvoir traiter l'hydrosystème fluvial dans son ensemble et de remonter aux causes pour étudier et réparer les symptômes observés localement à l'origine du projet de restauration en question. L'une des difficultés de cette approche réside au niveau des échelles spatiales et temporelles à considérer (sections 1.3.3.1 et 1.3.3.2). Il est très rare de rencontrer une situation où, l'écosystème fluvial fournisseur de services, et les usages et pressions anthropiques à l'origine d'ajustements hydromorphologiques s'inscrivent dans la même échelle, à moins de considérer l'ensemble de ces éléments dans un seul et même système. De fait, ce sont souvent les têtes de bassin qui sont à l'origine de processus permettant la production de services plus en aval. Il en est de même concernant la dimension temporelle. Les temps de réponse des ajustements hydromorphologiques suite à une modification d'une variable de contrôle sont très variables et incertains (Knighton, 1984). Ainsi, l'évaluation de l'état d'un cours d'eau à un temps donné peut difficilement prendre en considération les processus passés, en cours et ceux à venir.

Les résultats issus de l'analyse scientifique et physique de la problématique doivent pouvoir être disponibles et accessibles pour informer et guider les gestionnaires des cours d'eau, les parties prenantes économiques ainsi que les différents usagers (Arnaud-Fassetta et al., 2009). En France, la création des Programmes d'Action et de Prévention des Inondations (PAPI) en 2003, vise justement à réduire les risques et conséquences des inondations sur les différents bassins versants du territoire à travers une approche globale du risque considérant les différents domaines scientifiques impliqués en partenariat entre les services de l'État et les acteurs locaux. Aujourd'hui, la troisième génération du PAPI est en train de voir le jour considérant le succès de cette approche favorisant une approche intégrée et globale de la prévention.

Délivrer des mesures de réduction de l'impact des crues requiert une approche systémique se basant sur la compréhension de plusieurs domaines et thématiques tels que l'état écologique du système, son exposition au risque et sa vulnérabilité, l'évolution de ce risque face au changement climatique, la réduction possible de l'aléa inondation grâce à des travaux d'ingénierie au sein du système, l'impact de mesures de réduction de crues structurelles et non structurelles sur l'écologie, sur l'activité économique et sur les attentes sociales (Fig. 1.17).

1.3.3.4 Les principaux questionnements

La première question à se poser concerne les causes qui ont provoqué le changement observé aujourd'hui au niveau du tronçon de rivière à restaurer. Cette étape conduit au recensement de la longue liste d'activités anthropiques pouvant être à l'origine de l'état observé. Cette question peut-être mise en parallèle avec la diversité des effets en termes de "ce qui peut changer" même s'il s'agit souvent de la capacité du cours d'eau, du changement de son profil en long ou du changement de sa largeur (Gregory, 2006). Une étude effectuée sur 21 barrages aux États-Unis a montré une forte variabilité des réponses de tronçons de rivières

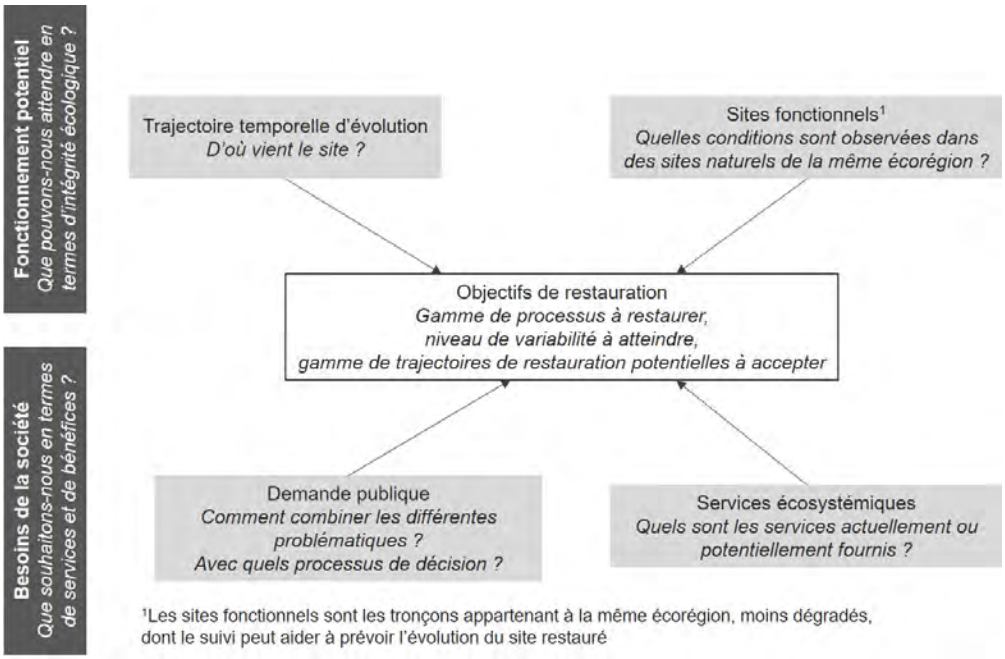


FIGURE 1.17 – Cadre conceptuel pour la définition d'objectifs de restauration (d'après Dufour and Piégay, 2009), (dans Arnaud, 2012)

(Williams and Wolman, 1984). La chenalisation des cours d'eau a également été abordée par plusieurs études démontrant les différentes conséquences écologiques et morphologiques (Brookes, 1988) et les différentes implications (Brookes and Shields, 1996).

L'identification des causes est donc une étape importante dans l'élaboration d'un projet de restauration pour fonder un diagnostic de l'état du cours d'eau à restaurer. Si cette première étape s'avère accessible, il reste tout de même compliqué de déterminer quand le changement commencera à se produire et quand il s'arrêtera car ces phénomènes sont fortement dépendants d'événements hydrologiques d'une certaine ampleur. Identifier leur localisation est également complexe car cela dépend fortement des caractéristiques du cours d'eau. L'étude du contexte spatio-temporel d'une rivière peut donc être utile pour l'identification ou la prédiction de la localisation de tronçons de rivière prioritaires.

1.3.4 Des exemples de mesures de restauration

La restauration physique de cours d'eau peut concerner les flux **liquides ou solides**, ou même la **structure du lit** (Habersack et al., 2008). Les interventions de restauration peuvent être **passives** ou **actives**, selon si elles sollicitent ou non la dynamique naturelle des cours d'eau une fois les causes des perturbations prises en compte (Arnaud, 2012; Kondolf et al., 2007). Ainsi, plus un cours d'eau est puissant avec des berges facilement érodables et une fourniture sédimentaire importante, plus il sera facile de réactiver sa dynamique latérale (par exemple par suppression des protections de berges), opération peu coûteuse avec des résultats rapides (Adam et al., 2007). Par contre, les cours d'eau peu puissants, peu dynamiques et à faibles apports grossiers, nécessiteront des interventions beaucoup plus lourdes, coûteuses pour des résultats beaucoup moins spectaculaires (Malavoi et al., 1998). Quelques mesures de restauration couramment envisagées sur le terrain sont présentées dans le tableau 1.3.

TABLE 1.3 – Présentation d'objectifs de restauration couramment envisagés. Adapté depuis Wohl et al. (2015c)

Objectifs	Description des attentes
Esthétique / Loisirs / Education	Activités améliorant la valeur communautaire : usage, apparence, sécurité et connaissances
Stabilisation des berges	Mesures destinées à réduire ou éliminer l'érosion ou l'effondrement de berges
Reconfiguration du chenal	Modification de la géométrie en plan ou en long ; inclut la restauration de méandres et certaines actions sur des structures présentes dans le lit mineur ayant un effet sur le thalweg
Réaménagement / Arasement / Suppression de barrages ou seuils	Suppression de barrages et seuils ou modification / réaménagement / modernisation des structures existantes pour réduire leurs impacts négatifs ; ne concerne pas la modification de barrages en lien avec la continuité piscicole
Continuité piscicole	Suppression d'obstacles à la migration amont / aval de poissons ; inclut la suppression physique d'obstacles, la conception de rivières de contournement et la mise en place d'obstacles à la migration à certaines locations stratégiques le long du chenal pour empêcher le déplacement d'espèces indésirables vers l'amont
Reconnexion aux plaines inondables / annexes hydrauliques	Pratiques qui augmentent la fréquence, l'ampleur et la durée d'inondation des plaines inondables et / ou favorisent les échanges d'organismes et de matériaux entre le chenal et ses annexes hydrauliques
Modification de l'écoulement	Pratiques modifiant le timing et la quantité d'eau fournie au chenal (*e.g.* lâchers provenant de retenues d'eau ou de régulateurs de flux)
Amélioration des habitats	Modification de la complexité structurelle du substrat pour augmenter la disponibilité d'habitats et leur diversité
Gestion des espèces aquatiques	Pratiques qui modifient directement la distribution et l'abondance d'espèces aquatiques à travers la réintroduction ou le transfert d'espèces ou même la suppression de certaines espèces exotiques ; exclut les manipulations physiques d'habitats / de zones de reproduction
Acquisition de terres	Acquisition / location / servitudes dans l'objectif de préserver ou de supprimer leur impact (*e.g.* effet sur la dynamique latérale d'un cours d'eau) et de faciliter les projets de restauration

1.3.4.1 La notion d'espace de mobilité

Les dernières avancées scientifiques ont souligné les bénéfices écologiques dérivés de l'érosion des berges à travers la migration du cours d'eau. Les processus d'érosion et d'aggradation assurent le renouvellement d'habitats riverains ainsi que la maintenance d'une forte biodiversité. La réduction de l'érosion de berges semble donc être une pratique de gestion largement critiquable, même si elle permet de protéger les enjeux. Mis à part l'aspect écologique, après des décennies de combat contre l'érosion des berges, cette approche s'est avérée très coûteuse lorsqu'elle est appliquée à des rivières fortement dynamiques étant donné que la valeur économique des ressources protégées est beaucoup plus basse que celle de la protection en soi, en particulier au vu de la méconnaissance de la durée de vie de l'infrastructure, souvent surestimée (Arnaud-Fassetta et al., 2009).

La définition proposée par Malavoi et al. (1998) paraît tout à fait pertinente et permet d'aborder le cours d'eau sous forme de trois espaces emboîtés :

- Un espace de mobilité maximal correspondant généralement à la largeur de fond de vallée. Il s'agit bien souvent de l'intégralité de l'espace que pourrait occuper le cours d'eau si aucune contrainte

d'origine anthropique n'avait été exercée ;

- Un espace de mobilité dit fonctionnel, défini comme étant l'espace nécessaire au cours d'eau pour avoir un fonctionnement normal. Les contraintes socio-écologiques majeures (zones habitées, infrastructures routières, etc.) n'y sont pas intégrées ce qui garantit leur protection. Les contraintes socio-économiques secondaires (axes de communications communaux, petites gravières, habitations isolées, etc.) y sont intégrées et peuvent être "acquises" ou déplacées. Cet espace devrait permettre au cours d'eau de pouvoir ajuster sa morphologie pour assurer un transit optimal des flux liquides et solides ;

- Un espace de mobilité minimal, représentant la surface et l'amplitude indispensables pour ne pas aggraver les dysfonctionnements hydromorphologiques et écologiques observés.

Le style fluvial naturel du cours d'eau doit donc être étudié et connu par les différents gestionnaires pour être en mesure de définir son besoin en surface et amplitude. Les cours d'eau à fonds mobiles sont donc dissociables des cours d'eau à fonds fixes ou peu mobiles considérant une échelle temporelle humaine. Pour les rivières intra-montagnardes et en particulier les zones en tresses localisées en aval immédiat des cônes de déjection des rivières torrentielles et des torrents, une approche historique est conseillée.

1.3.4.2 Réactivation de la dynamique sédimentaire

La compréhension de la notion d'espace de mobilité a donné place à des actions d'**élargissement du lit mineur** ce qui permettrait la réactivation de la dynamique latérale, l'amélioration des capacités d'écoulement en crue et l'augmentation des flux sédimentaires (Malavoi et al., 2011). Ce type d'actions a été conduit sur le Danube, où il était prévu d'intervenir sur 40% du linéaire entre Vienne et Bratislava à travers le retrait des enrochements présents et le remaniement des épis pour permettre au fleuve de retrouver une dynamique latérale. Cela concernerait également d'autres cours d'eau comme la Drau (Autriche) (Habersack et al., 2008) ou encore la Thur (Suisse) (Woolsey et al., 2007).

Toujours dans le cadre de la réactivation sédimentaire, une opération récente concerne la **réintroduction artificielle de charge grossière**. Cette opération peut être envisagée sur des tronçons en fort déficit sédimentaire, causé par l'interruption du transport sédimentaire par des seuils, barrages ou des extractions intensives de granulats. Les rivières de la Central Valley en Californie (Kondolf et al., 2007), le Danube en aval de Vienne (Jungwirth, 2008), les cours d'eau de la basse vallée de l'Ain (Rollet, 2007), le Rhin (Arnaud et al., 2015) ou encore le Drac amont (Auvergne, 2017; Rolan-Meynard et al., 2019) ont subi ce type d'interventions.

Sur le Rhin, le retour d'expérience (Arnaud et al., 2017) indique que les particules injectées ne parcourent pas plus que quelques unités morphologiques de cours d'eau par an. En cinq ans de suivi post réintroduction, ils n'observent pas de diversification claire des unités des cours d'eau. Le suivi des macro-invertébrés a montré une plus grande abondance de certaines communautés sur les sites non colmatés par le sédiments fins. Deux raisons ont justifié l'atteinte seulement partielle des objectifs initialement fixés : (1) la quantité de matériaux injectée était faible comparé aux besoins du cours d'eau (23 000 m^3 injectés correspondant à la capacité moyenne annuelle de charriage estimée sur le vieux Rhin), et (2) le Rhin reste une rivière très fortement anthropisée, se comportant comme un canal confiné à certains endroits, ce qui ne permet pas de changements topographiques majeurs et une diversification des écoulements. Les scientifiques travaillant sur ce projet, recommandent de continuer cette pratique à plus grande échelle et d'élargir le chenal à certains endroits. Ceci devrait améliorer les processus d'érosion et de dépôt et par conséquent la diversification des habitats.

Sur le Drac, des extractions intensives de matériaux ont causé de sérieux problèmes d'incision du lit. Au vu du contexte géologique particulier, le déficit de matériaux causé par ces activités a provoqué une érosion régressive importante, enfonçant le lit rapidement dans le substratum argileux. Les dégâts observés sont

nombreux et concernent : la disparition de la nappe alluviale, la mobilisation de sédiments fins à l'origine du colmatage des frayères ainsi que des risques d'impacts des usages socio-économiques (menace de rupture d'une digue, affouillement de la route nationale, inondation d'habitations isolées, etc.). Pour limiter ces phénomènes et protéger les enjeux, la recharge accompagnée du lit est envisagée afin rehausser le lit du cours d'eau. Le volume nécessaire de matériaux avait été estimé à 420 000 m^3 de matériaux. La plus grande difficulté rencontrée, a été de trouver cette quantité importante de granulats. En effet, un manque de 20 000 m^3 de matériaux les a contraints à abaisser le profil en long d'objectif de 20 à 50 cm sur l'ensemble du linéaire. Un suivi morphologique et écologique d'une période de 10 ans a été mis en place pour évaluer l'efficacité de cette mesure de restauration. Trois ans après la fin du projet, deux crues morphogènes (2014 et 2015) ont favorisé l'apparition de nouvelles unités morphologiques au sein de la bande active. Un nouveau faciès en tresses ou de chenal unique divagant semble en cours de développement (Fig. 1.18) et un rehaussement du profil en long est également observé (+ 1.65 m). Le coût total de ce projet est de 4 830 000 € HT dont environ 4 000 000 € mobilisés uniquement pour les travaux de recharge sédimentaire, la fourniture sédimentaire et les travaux de génie écologique.

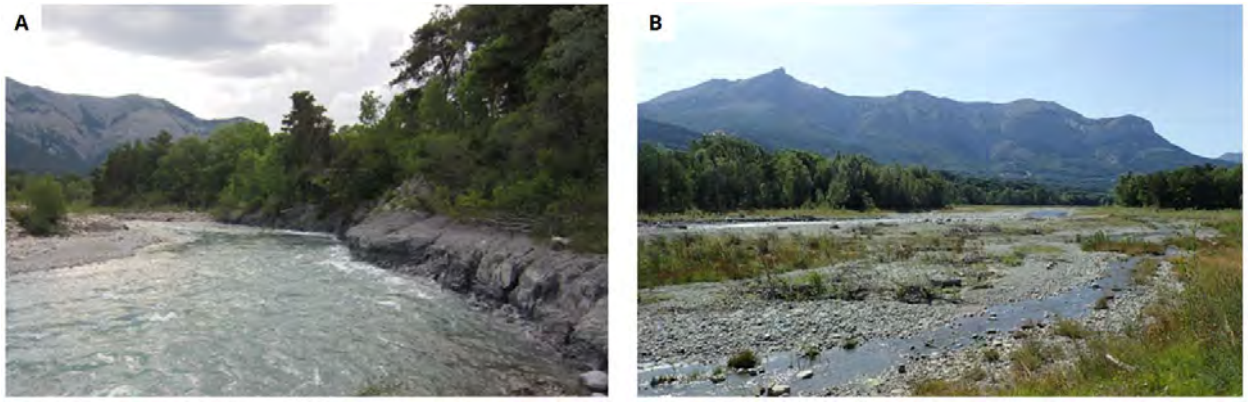


FIGURE 1.18 – Photographies indiquant l'état du Drac A) incisé dans les argiles avant les travaux de réinjection et B) restauré 3 ans après sur le même site (crédit photo : Association Rivière Rhône Alpes Auvergne (ARRA²))

Les travaux de réinjection de matériaux, nécessitent donc des moyens importants et un protocole de suivi robuste. Les premiers retours d'expérience paraissent encourageants. Toutefois, le recul n'est pas encore suffisant et le suivi sur le moyen terme fournira davantage d'éléments attestant de la réussite de ce type d'interventions.

1.3.4.3 Arasement/suppression de seuils

Un projet de ce type est supposé corriger la majorité des impacts hydromorphologiques et écologiques négatifs décrits dans la partie 1.2.4. Il s'agirait donc d'arriver en théorie à (Malavoi and Bravard, 2010) :

- la **restauration d'un écoulement naturel** : restauration des faciès d'écoulement et par conséquent des habitats aquatiques naturels, restauration des milieux naturels ripariens (colonisant les rives et bancs alluviaux : végétation pionnière et biocénoses associées) et de leur périodicité de rajeunissement par processus d'érosion/dépôt de la charge alluviale transitant ;
- la **réduction des effets de réchauffement** menant souvent aux phénomènes d'eutrophisation dus à la retenue d'eau se formant en amont du seuil ;
- la **réduction de l'envasement** et le rétablissement du transit des alluvions grossières ;

- le **rétablissement de la continuité piscicole**.

Il est tout de même nécessaire de ne pas négliger les risques liés à un projet d'arasement/dérasement de seuils qui peuvent être nombreux selon les enjeux présents aux abords et au sein du tronçon à restaurer. Un projet de restauration doit donc prendre connaissance de ces risques avant d'exécuter l'opération sur le ou les seuils en question afin d'anticiper les mesures préventives ou correctives qui peuvent s'en suivre.

Malavoi and Salgues (2011) ont identifié **douze grands types de risques/effets** hydromorphologiques et écologiques pouvant se manifester en fonction des caractéristiques du tronçon à restaurer :

1. Érosion régressive ;
2. Réactivation de l'érosion latérale en amont, sur les berges de l'ancien plan d'eau ;
3. Sur-fourniture sédimentaire en aval et particulièrement une libération de quantités considérables de matériaux fins pouvant engendrer des effets hydromorphologiques et écologiques négatifs ;
4. Affaissement de la nappe d'accompagnement en amont du seuil, déconnexion des captages/puits présents ;
5. Déstabilisation du "nouvel" équilibre écologique formé en amont depuis l'installation du seuil ;
6. Médiocre qualité d'habitat sur les cours d'eau ayant subi une chenalisation (recalibrage, rectification) ;
7. Mortalité d'une partie de la ripisylve en amont dont les racines seront exondées ;
8. Changement paysager : remplacement d'un paysage "plan d'eau/lac" par un paysage de cours d'eau naturel. Ce point dépend bien évidemment de la subjectivité de la société dont les attentes ne sont pas identiques à celles des scientifiques ou des gestionnaires ;
9. Réduction du nombre des zones refuges pour la population piscicole en périodes d'étiage sévère ;
10. Déformations géotechniques des bâtiments situés aux abords de l'ancienne retenue ;
11. Modification des populations biologiques ;
12. Modification des processus physico-chimiques. De plus, en fonction de la qualité physico-chimique des sédiments présents dans l'ancien plan d'eau, il existe un risque de prolifération de pollution vers le système aval.

La plupart des études se focalisent essentiellement sur les populations de poissons, mais, de manière générale, il est difficile de trouver des preuves directes d'une amélioration des communautés piscicoles (Wohl et al., 2015c). D'un point de vue géomorphologique, la libération des flux conduit à une amélioration de la continuité et de la dynamique sédimentaire ; comme le démontre le projet de suppression de seuils dans le Grand Canyon (États-Unis) où on observe une reformation de bancs sédimentaires (Mueller et al., 2014), le projet d'abaissement partiel et progressif de seuils de l'amont vers l'aval dans le Var (Alpes-Maritimes) (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux de la Nappe et Basse Vallée du Var) ou encore la suppression des seuils successifs du Mareit (Italie) (Fig. 1.19).

Les effets de la suppression de seuils ou barrages sur la continuité piscicole sont généralement rapidement visibles (Kondolf et al., 2007). Toutefois, une analyse des sédiments piégés en amont du barrage est nécessaire pour éviter une éventuelle contamination du cours d'eau aval ce qui peut contraindre ces actions. Par ailleurs, selon le spectre granulométrique et la composition en termes de sédiments, il est fort possible de libérer une quantité considérable de sédiments fins, pouvant être nocive pour les communautés piscicoles.



FIGURE 1.19 – Exemple d'action de suppression de seuils successifs pour la restauration du cours d'eau Mareta, Italie. A gauche, prise de vue aérienne datant de 2005, avant restauration. A droite prise de vue datant de 2010, après restauration (Département d'Ingénierie hydraulique, province autonome de Bozen-Bolzano, Italie *in* (Wohl et al., 2015c)).

1.3.4.4 Des exemples de restauration en terrains de montagne

Le positionnement en amont du réseau hydrographique des rivières de montagne favorise une régulation essentielle des apports liquides et solides arrivant aux hydrosystèmes de plaine (Recking et al., 2013). Leur rôle en termes de préservation des équilibres morphologiques des rivières de plaine est avéré (Wohl et al., 2006; Liébault and Laronne, 2008; Recking et al., 2013). Aussi, une perturbation du transport solide à un point donné du réseau hydrographique du bassin versant de montagne peut avoir des impacts importants comme l'incision ou l'exhaussement sur les parties aval. La configuration particulière des rivières de montagne en fait également des zones à forts risques sécuritaires (Church and Zimmermann, 2007; Recking, 2008).

La dernière décennie a vu émerger des efforts de restauration sur les cours d'eau en tête de réseau de drainage, plus étroits et possédant des pentes plus importantes. La création de marches artificielles pour reproduire la morphologie de *step-pool* a, par exemple, été introduite comme une alternative aux barrages de correction torrentielle (*check-dams*) qui sont plus coûteux pour la stabilisation des rivières de montagne et torrents. Ces actions permettent de réduire les risques en lien avec les phénomènes de laves torrentielles ou de charriage hyper-concentré par exemple. Ceci a été bien évidemment conduit en analysant conjointement les bénéfices écologiques qui se sont manifestés à travers : la rétention de matière organique et l'augmentation des populations de macroinvertébrés (Wohl et al., 2015c). La restauration des cours d'eau de montagne a adopté les connaissances de l'hydraulique et de la morphologie des chenaux en *step-pool* pour les appliquer à des critères de conception. On peut citer par exemple l'application de relations géométriques telles que le ratio entre la hauteur de marche par rapport à la longueur ou encore la pente estimée sur des cours d'eau naturels (Recking et al., 2012). Toutefois, au vu de la granulométrie grossière des cours d'eau en step-pool et de leur résistance aux phénomènes d'érosion et des changements morphologiques en général durant les périodes de hautes-eaux, les gestionnaires ont tendance à vouloir reproduire cette morphologie dans les régions urbanisées pour protéger les différents enjeux (Curran, 2007). Il reste néanmoins compliqué de

composer avec des cours d'eau de ce type (étroits, à forte pente, rigides) dans les zones fortement urbanisées au vu de leur grande puissance hydraulique pouvant engendrer des ruptures de step-pool et provoquer des dégâts considérables (Church and Zimmermann, 2007; Recking et al., 2012).

La restauration des cours supérieurs ayant subi des extractions de granulats considère également la reconstruction des cours d'eau à travers la mise en place de morphologies de step-pool (Wohl et al., 2015c). Toutefois, la synthèse de plus de 400 projets de restauration de tronçons impactés par l'extraction de granulats dans les cours supérieurs de la région sud des Appalaches (États-Unis), a montré que 97% des projets ont conduit à des résultats sub-optimaux et des habitats marginaux même 5 ans après les opérations de restauration. Les sites restaurés il y a plus de 20 ans contribuaient toujours à la dégradation de la qualité de l'eau. En effet, le linéaire des cours d'eau éphémères et intermittents détruits pendant la période d'extractions est plus important que celui des cours supérieurs permanents restaurés. Le résultat est donc une perte considérable de ces petits cours d'eau et de leurs fonctions réputés riches en habitats, mais aussi la création d'unités morphologiques qui ne soutiennent pas les fonctionnalités biogéochimiques et biologiques perdues (Palmer et al., 2014).

La configuration particulière des rivières de montagne en fait également des zones à forts risques sécuritaires. Une approche intégrée est favorisée pour la gestion de ces cours d'eau considérant une combinaison entre la protection des biens et des personnes contre les risques naturels et un maintien d'un bon état écologique (Recking et al., 2013).

1.3.5 Prédire pour mieux gérer : challenge des modèles prédictifs

Bien que les trajectoires temporelles rétrospectives d'évolution des cours d'eau dégradés soient bien connues et documentées, les trajectoires d'évolution post-restauration restent quant à elles difficiles à prédire (Malavoi and Bravard, 2010). Il reste très compliqué d'évaluer le **potentiel de récupération** (*recovery potential*, concept amené par Brierley et al. (2008)), autrement dit la capacité du site restauré à améliorer ses processus morphologiques au cours des prochaines décennies. Cette tâche complexe, engage la considération d'une large gamme de forçages naturels et anthropiques, à l'image de : l'hydromorphologie locale (occurrence et intensité des crues, puissance du cours d'eau, contrainte aux ajustements, etc.), la trajectoire temporelle d'évolution (sensibilité au changement) ou encore les forçages à plus large échelle (changement climatique) (Arnaud, 2012; Brierley et al., 2008).

Envisager l'utilisation des connaissances du passé pour prédire les évolutions futures représente une manière simple de concevoir des mesures de restauration. Toutefois, plusieurs études scientifiques démontrent que les trajectoires de restauration sont rarement symétriques aux trajectoires de dégradation du fait des variabilités naturelles et anthropiques (Arnaud, 2012; Kondolf et al., 2007). Les trajectoires de restauration sont donc souvent complexes en pratique et très diversifiées, qu'il s'agisse du compartiment biologique ou physique. Les temps de réponse du cours d'eau ainsi que le rétablissement partiel ou total de ses fonctionnalités sont multiples (Doyle et al., 2005).

Le cas de la restauration en lien avec la prévention des inondations concerne l'arrivée à un degré de protection suffisant à travers la conception de solutions allant de l'installation d'infrastructures physiques à d'autres mesures alternatives pour la réduction des risques (Arnaud-Fassetta et al., 2009). Une modélisation fiable des processus d'écoulements liquides et solides accompagnée d'une bonne connaissance du terrain peut donc s'avérer efficace dans ce cas de figure. La modélisation hydrologique et hydraulique existent maintenant depuis plusieurs décennies et ont été appliquées à différents cours d'eau et bassins versants de différentes tailles et caractéristiques. Toutefois, quel que soit le degré de complexité d'un modèle, les processus morphologiques se produisant sur le terrain sont toujours simplifiés. Pour ces raisons, le terrain d'étude doit être suffisamment maîtrisé pour être en mesure de critiquer et d'améliorer les résultats de la modélisation. En géomorphologie fluviale, la priorité est actuellement attribuée à l'analyse des interactions dynamiques entre les variables morphologiques (pente, granulométrie, surface, réseau hydrographique,

etc.) à l'échelle du bassin versant. Cette approche, en étape préliminaire, peut conduire à une meilleure compréhension de l'évolution du cours d'eau étudié.

Le principal avantage de la modélisation, lorsque celle-ci est suffisamment bien calée et validée sur des données réelles, est donc qu'il est possible de simuler des scénarios de réaménagement, difficiles à déployer sur le terrain. Toutefois, face à autant de complexité, les outils de modélisation sont souvent limités pour prédire les réponses potentielles aux mesures envisagées (Piégay, 2016). Les modèles doivent être accompagnés d'investigations et d'expérimentations sur le terrain couplés à un suivi scientifique pour améliorer leurs capacités prédictives et la bonne représentation de la réalité du terrain. L'utilisation de ces deux approches devrait permettre l'évaluation de la pertinence des actions à engager et, si nécessaire, des mesures correctives dans une logique adaptative et durable (Arnaud, 2012).

1.3.6 La gestion adaptative : agir, évaluer et corriger

La question concernant le succès d'un projet de restauration est toujours largement débattue par les gestionnaires et les différentes parties prenantes. En effet, il est courant de juger un projet de restauration de manière statique en réponse à la question binaire (oui ou non) concernant sa bonne réussite. Toutefois, les sections précédentes de ce chapitre tendent à démontrer la complexité des systèmes fluviaux fortement dynamiques. Une action de restauration devrait donc pouvoir s'adapter aux différents ajustements complexes du cours d'eau. C'est de là qu'émerge la notion de gestion adaptative qui consiste en une **amélioration continue des pratiques de gestion**, en fonction des leçons tirées des actions antérieures (Arnaud, 2012). **Apprendre par l'action**, ou encore **apprendre par l'expérience** a pour objectif de réduire les incertitudes en lien avec un projet de restauration complexe (MEA, 2005). Il s'agit donc d'approcher le projet avec une **stratégie évolutive** à travers l'utilisation des informations scientifiques acquises à chaque étape en vue de réviser l'étape suivante (Fig.1.20).

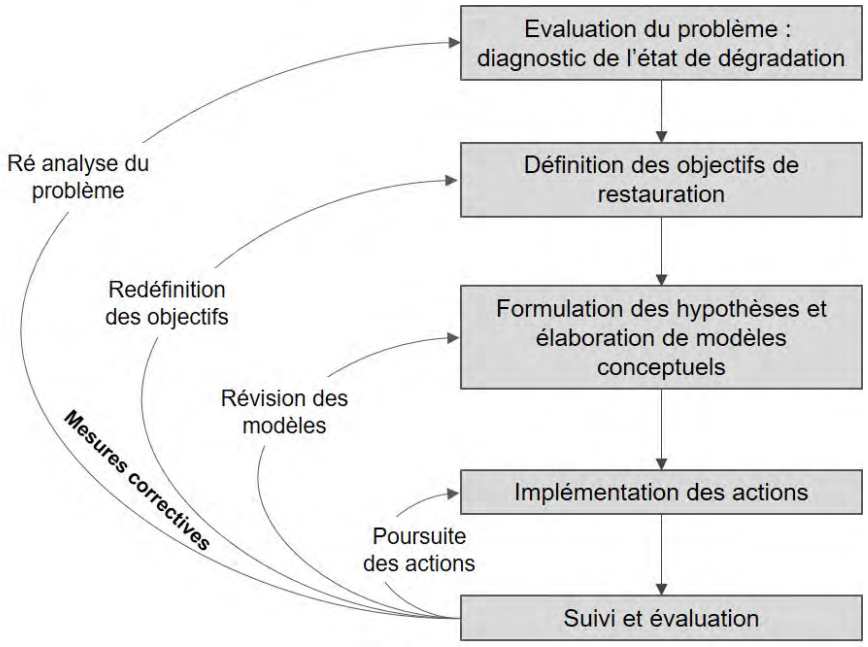


FIGURE 1.20 – Principes de la gestion adaptative appliquée à la restauration des cours d'eau (modifié d'après StillwaterSciences (2005) *in* Arnaud (2012))

Ce mode de gestion, est particulièrement bien adapté à la restauration des rivières. En effet, cette discipline récente au caractère novateur et avec peu de retour d'expérience sur le long terme, peut bénéficier

des itérations successives entre expérimentations sur le terrain et modèles prédictifs (Arnaud, 2012). Le Danube est un bel exemple d'application d'une démarche adaptative (Jungwirth, 2008). Des expériences sont conduites à la fois sur des modèles numériques et physiques (Tritthart et al., 2010) et sur un site pilote de 3 km de long (Schabuss et al., 2006) dans l'objectif d'évaluer la faisabilité et le bon fonctionnement des actions qui concernent un tronçon de 50 km. Cette étude a été accompagnée d'un suivi scientifique et devrait être totalement terminée cette année (2020).

Le **suivi** est le verrou de cette démarche adaptative (Fig. 1.20). Il se base sur des observations selon un protocole permettant d'identifier les changements au niveau des paramètres physiques, chimiques ou biologiques détectés après l'intervention (Roni et al., 2012). Ce protocole doit permettre la caractérisation quantitative, semi-quantitative ou qualitative des changements grâce à des indicateurs biotiques ou abiotiques qui témoignent de l'évolution temporelle du site restauré par rapport à un état de référence choisi (Morandi, 2014). Les indicateurs alimentant le protocole ainsi que le protocole lui-même doivent être sélectionnés avant le projet en question, de manière conjointe avec la formulation des objectifs souhaités. Le suivi va donc aider à déterminer la bonne atteinte des objectifs ou un éventuel échec (Woolsey et al., 2007). A l'issue de cette analyse, les objectifs encore à atteindre seront délimités ainsi que les différentes mesures complémentaires d'amélioration (Woolsey et al., 2007).

1.3.7 Évaluer la durabilité des actions

Bien que la restauration des cours d'eau soit vue comme une action positive et nécessaire (Rollet et al., 2013), elle reste exécutée par l'Homme qui intervient sur un milieu naturel. Ainsi, à partir du moment où une action de restauration est engagée, il apparaît légitime de s'interroger sur les potentiels **gains et pertes** engendrés par l'intervention (Catalon, 2015). L'augmentation du débit réservé, par exemple, est considéré comme une action favorable aux écosystèmes aquatiques. Toutefois, ce gain engendre corrélativement une perte des bancs émergés, souvent colonisés par les invertébrés terrestres (Arnaud et al., 2014). De plus, les risques pour la société doivent également être considérés de manière conjointe. Sur cet aspect, il s'agit souvent d'intégrer les différentes questions en lien avec les risques d'inondations et les fonctions récréatives. L'Enz en Allemagne constitue un bel exemple de restauration multicritère. Une modélisation physique a permis la définition d'un scénario optimal d'élargissement et de revégétalisation des berges, en vue d'améliorer la qualité écologique et de rétablir les fonctions récréatives, tout en se protégeant contre les inondations en maintenant la capacité du tronçon à évacuer les crues (Meixner et al., 2005) *in* (Arnaud, 2012)).

De nouvelles questions émergent alors de ces nouvelles pratiques : quels usages sont à valoriser, ou à restreindre ? Quels processus ou espèces favoriser pour la concentration des efforts ?... (Dufour and Piégay, 2009). Il ressort que la restauration repose sur l'équilibre de nombre de contraintes environnementales, économiques et sociétales. Woolsey et al. (2007) la situe d'ailleurs à l'interface de ces trois dimensions.

Évaluer un projet de restauration (succès ou échec) est souvent difficile sur quelques années et peu cohérent connaissant la dimension multiscalaire des processus et des composantes de l'hydrosystème comme expliqué dans la section 1.1. Les trajectoires temporelles de dégradation s'étendent majoritairement sur plusieurs décennies, de ce fait, la restauration d'un tronçon fluvial fortement modifié nécessite des efforts sur le long terme (Kondolf et al., 2007). Adopter une vision multi-échelles pour la formulation de scénarios d'évolution d'un tronçon après sa restauration, est donc conseillé dans le cadre d'une stratégie de gestion durable des systèmes fluviaux.

1.3.8 Vers une restauration participative

En cohérence avec les nouvelles approches intégrées (section 1.3.3.3), un projet de restauration pourrait bénéficier de l'implication de toutes les communautés impliquées, et donc l'intégration d'équipes multidisciplinaires aux connaissances variées et complémentaires. La création d'une interface sciences-ingénierie

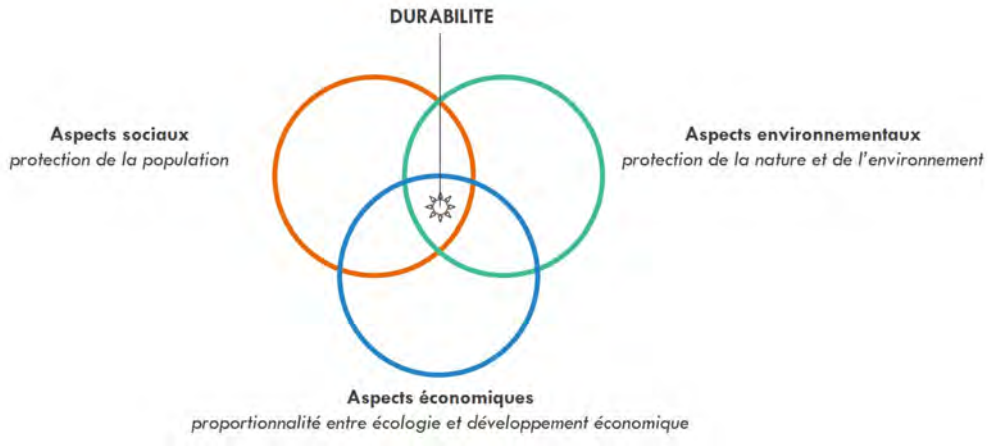


FIGURE 1.21 – Champs de contrainte de la durabilité d'un projet de restauration (d'après Woolsey et al. (2007)).

peut faciliter l'intégration des domaines impliqués : l'hydrologie, la géomorphologie, la biologie pour un management effectif des rivières (Gregory, 2006; Bravard and Peiry, 1993). Pendant plusieurs années, la restauration des rivières n'a été abordée que sous un angle purement "hydraulique" délaissant les aspects "géomorphologie" et "biologie". Les connaissances apportées par les équipes multidisciplinaires permettront donc certainement de combler les lacunes dans ces domaines afin de concevoir des solutions pouvant cohabiter avec le fonctionnement naturel des rivières.

Pour compléter le partage de savoir scientifique, les approches intégrées suggèrent également l'implication de parties prenantes ayant généralement une très bonne connaissance des terrains étudiés. De cette manière, les connaissances conjointes acquises sur les différents aspects couvrant à la fois le savoir scientifique (l'hydrologie, l'hydraulique, l'hydromorphologie, le transport solide, la géomorphologie) et socio-économique (intégrant également : la politique, et les aspects culturels) peuvent fournir un aperçu précieux concernant les solutions de restauration les plus pertinentes à envisager (Salliou et al., 2019). L'opinion publique est de ce fait de plus en plus considérée dans la gestion des cours d'eau (Gregory, 2006).

La DCE attribue une responsabilité légale à chaque gestionnaire de bassin et le charge d'établir des stratégies de gestion cohérentes permettant de regagner en qualité écologique. Ce cadre juridique a fait émerger des conflits existants et a généré de nouveaux débats sur les stratégies de gestion de bassins versants créant de nouveaux défis quant à l'implication de multiples parties prenantes pour l'amélioration de la gouvernance ainsi que le rôle de la science et des scientifiques (Collins et al., 2007). Rappelons que, même la définition de "bon état écologique" est considérée comme étant une source majeure d'incertitudes.

1.3.9 Incertitudes et limites

Un des principaux challenges d'un projet de restauration est de prédire la nature et la "quantité" de changements pouvant être observés à une certaine localisation. Cet aspect est très compliqué à cerner comme ont pu le démontrer plusieurs exemples de projets de restauration. Gregory (2006) évoque le cas de certaines rivières du Kansas, qui étaient inactives à la fin des années 1800 et début des années 1900, et sont devenues très actives à partir des années 1960. Cet exemple montre la complication pouvant être rencontrée au moment du choix de **l'état de référence**. Il en est de même pour la variable "changement climatique" qui doit être acceptée par les gestionnaires de cours d'eau comme source de fortes incertitudes dans le cadre de travaux de restauration de rivière. Les stratégies de gestion doivent donc prendre en considération ce phénomène et favoriser des stratégies de gestion "adaptatives" plutôt que des solutions statiques, clé en main (Newson and

Large, 2006).

Les principales limites aux projets de restauration qu'il s'agisse de mesures de reconnexion (arasement/suppression de seuils, rétablissement des écoulements, etc.) ou de reconfiguration (scindement de méandres, protections de berges, etc.) ne sont pas dues à la mauvaise compréhension des processus physiques en rivières. L'étude de Wohl et al. (2015c) analysant plusieurs projets de restaurations menés sur des cours d'eau de différentes dimensions, indique qu'il reste compliqué de restaurer toutes les fonctionnalités de la rivière ainsi que les communautés biologiques en comparaison aux conditions de référence. Comme indiqué dans la section 1.3.3.1, la première contrainte concerne la divergence entre les échelles d'altérations et les échelles de restauration. En effet, la plupart des projets de restauration ne considèrent pas vraiment les changements en lien avec les flux solides et liquides, les nutriments, les contaminants à l'échelle du bassin versant qui sont à l'origine de la bonne ou mauvaise connexion latérale, verticale ou longitudinale dans les rivières. Aborder un projet de restauration uniquement à l'échelle du tronçon peut très souvent s'avérer insuffisant si les altérations sont présentes à plusieurs niveaux du bassin de drainage. Il en est de même pour les interventions ne visant à corriger qu'un seule variable altérée (*e.g.* le régime d'écoulement), même à l'échelle du bassin versant, si l'on ne considère pas la succession de variables et processus qui influencent les hydrosystèmes fluviaux.

Une autre contrainte majeure, concerne le décalage entre les attentes de la société des rivières, souvent en lien avec l'esthétisme, et la considération scientifiques des rivières en tant que systèmes dynamiques qui nécessitent naturellement quelques niveaux de perturbations et en tant qu'écosystèmes possédant des fonctionnalités multiples et souvent non visibles à l'image des échanges hyporhéiques. On peut donc être amené à rencontrer des sociétés encourageant les travaux de restauration de cours d'eau uniquement sur l'aspect esthétique et rencontrer des difficultés à leur faire accepter l'importance de maintenir en priorité les variables internes du système fluvial et les formes de cours d'eau, telles que celles associées aux crues. Les connaissances concernant la restauration des cours d'eau restent bien évidemment à compléter. En tant que scientifiques, il est nécessaire de continuer à développer nos connaissances sur les processus et formes des systèmes fluviaux, les contraintes imposées par les changements au niveau du bassin versant et combiner tous ces aspects avec les attentes socio-économiques. C'est au niveau de ce dernier point qu'intervient la responsabilité des chercheurs et gestionnaires de cours d'eau, de travailler les aspects pédagogiques et de vulgarisation en lien avec la restauration des cours d'eau.

1.4 Synthèse

Cette première partie tend à montrer que la compréhension du "contexte" d'une rivière à travers l'analyse de sa configuration géomorphologique est primordiale pour la bonne gestion de ses processus et formes (Wohl, 2018).

Les efforts de restauration de cours d'eau et les objectifs à atteindre sont encore fortement expérimentaux et la réponse de ce type de réalisation face aux événements extrêmes est incertaine. On recense deux problématiques essentielles en lien avec les projets de restauration : le manque de suivi pour déterminer objectivement la bonne ou mauvaise atteinte des objectifs préalablement fixés (Bernhardt et al., 2005) ; et la grande proportion de projets de restauration qui n'atteint pas d'améliorations significatives en termes de qualité de l'eau ou au niveau des communautés biologiques (Bernhardt et al., 2005; Bernhardt and Palmer, 2007; Palmer et al., 2014). Le retour d'expérience de la plupart des projets de restauration suggère l'intégration des communautés non scientifiques (ou parties prenantes) dans les projets de restauration au moment de leur conception et de leur implémentation (Hemmerling et al., 2019; Scolozzi et al., 2019).

Bien qu'il n'y ait que peu de recul (quantitatif et temporel), les premiers retours d'expérience des projets de restauration conduits au cours de ces dernières décennies permettent de tirer quelques enseignements et fournissent tout de même des préconisations intéressantes en termes de méthodologie, de mesures à envisager et de suivi de performance.

Premièrement, recréer le passé est très peu réaliste, étant donné que l'environnement à l'origine des processus et des formes fluviales passés a évolué. Ainsi, la connaissance des conditions historiques des rivières fournit des informations précieuses mais non suffisantes pour appuyer un projet de restauration. Par ailleurs, les systèmes fluviaux suivent des trajectoires d'évolution complexes (Fig. 1.2) ce qui rend le retour à une situation passée, impossible (Dufour and Piégay, 2009). La restauration des cours d'eau devrait donc être plutôt perçue comme une action d'amélioration du potentiel d'"auto-maintenance" de la rivière et son potentiel de fourniture de services écosystémiques tels que la régulation des crues, l'approvisionnement en eau douce, la rétention de nutriments et le maintien de la biodiversité (Wohl et al., 2015c). Le succès de ce type de projets de restauration nécessite une bonne connaissance des processus physiques et écologiques, des différentes formes de connectivité dans le réseau hydrographique, des interactions biophysiques, de l'historique et sa complexité (Brierley et al., 2008; Dufour and Piégay, 2009) et enfin la collaboration entre scientifiques et praticiens des actions de restauration.

En termes d'opérations de restauration, la synthèse scientifique de Wohl et al. (2015c) ayant couvert nombre de projets de restauration menés sur diverses rivières et cours d'eau de natures et localisations différentes, suggère que des travaux de reconnexion (*e.g.* arasement/dérasement de seuils) seraient plus à même de mener à des résultats satisfaisants plutôt que des travaux de reconfiguration (*e.g.* chenalisation). En effet, plusieurs retours d'expérience laissent entendre que les efforts de reconfiguration, se focalisant généralement sur l'échelle du tronçon, ne parviennent pas à restaurer de manière efficiente l'intégrité fonctionnelle du cours d'eau tout en respectant la qualité de l'eau et des communautés biologiques (Bernhardt and Palmer, 2007; Palmer et al., 2014). En effet, la plupart de ces projets ne considère que l'aspect prévention des inondations à travers la mise en place de digues, d'enrochements ou de protections de berges diverses, conduisant très souvent à une détérioration voire à une disparition accélérée de chenaux écologiquement fonctionnels (Wohl et al., 2015c).

Des travaux de reconnexion réussis, incluent, la restauration des régimes d'écoulement (Tonkin et al., 2008), la reconnexion physique des cours d'eau avec leurs plaines inondables ou annexes hydrauliques (Ogston et al., 2015), la suppression de barrières (seuils, barrages) (Malavoi and Bravard, 2010). Ce type de mesures a l'avantage de mener à une récupération d'écoulements liquides et solides fonctionnels, et par conséquent à une restauration écologique plus efficiente.

Toutefois, ce genre de pratiques est beaucoup plus chronophage et nécessite la considération de plusieurs facteurs tels que la localisation, l'amplitude, la durée et le timing de libération des flux et l'existence de seuils de réponse de l'hydrosystème fluvial (Wohl et al., 2015c). Ainsi, les efforts importants que demandent ces actions de restauration, expliquent pourquoi il est plus courant de rencontrer des opérations de reconfiguration locale, moins compliquées à mettre en œuvre, dans la plupart des cours d'eau.
Enfin, le domaine des sciences des milieux aquatiques a été marqué par l'essor de nombreux projets de restauration durant ces 50 dernières années, améliorant ainsi les connaissances sur les systèmes complexes que représentent les rivières. Il ressort également de ces synthèses scientifiques que toute intervention humaine effectuée sur ces dernières, doit être conduite avec beaucoup de précautions en vue de retrouver de bonnes conditions écologiques. La compensation des unités de rivières perdues et toujours en cours à l'échelle mondiale nécessite toutefois encore un travail de longue haleine. Il incombe à la communauté scientifique de continuer ses efforts de compréhension, de combinaison de différentes méthodologies, de développement de moyens de mesures *in situ*, de simulation et de prédiction du comportement des systèmes fluviaux tout en collaborant avec les parties-prenantes pour arriver à des restaurations efficientes et durables.
L'objectif principal de ce projet de recherche est de bénéficier des nombreux enseignements tirés des actions de restauration menées au cours de ces dernières années, présentées dans ce chapitre, et de les appliquer au cas du tronçon du Lac des Gaves dans les Hautes-Pyrénées. Les deux chapitres suivants permettront donc de situer ce tronçon et de présenter l'approche inter et multidisciplinaire considérée pour aborder notre problématique.

CHAPITRE 2

Cadre géographique

« Aucun luxe, mais la liberté en grand ! »

Louis Briet, *Extrait du manuscrit Superbes Pyrénées*

Sommaire

2.1 Introduction 71
2.2 Physiographie du bassin versant du Gave de Pau amont 72
2.2.1 Généralités sur le bassin versant du Gave de Pau amont 72
2.2.2 Topographie 73
2.2.3 Cadre morpho-structural 73
2.2.4 Héritages sédimentaires 75
2.3 Cadre hydroclimatologique 76
2.3.1 Cadre climatique 76
2.3.2 Cadre hydrologique 78
2.4 Occupation du sol et enjeux socio-économiques 81
2.4.1 Occupation du sol 81
2.4.2 Enjeux socio-économiques 81
2.5 Contexte d'aménagement du tronçon du Lac des Gaves 83
2.5.1 Le Gave de Pau sauvage 84
2.5.2 La période d'extractions de matériaux 85
2.5.3 Le projet Lac des Gaves : 1989-2002 88
2.5.4 Incidences du projet Lac des Gaves 88
2.5.5 Exploitation minière 90

2.1 Introduction

Après avoir introduit le contexte et situé le présent travail de recherche, cette partie a pour objectif de présenter notre terrain d'étude correspondant à la partie amont du bassin versant du Gave de Pau dans les Hautes-Pyrénées. Il s'agit de décrire les caractéristiques topographiques, hydro-climatologiques, morpho-structurales et anthropiques qui influencent le comportement actuel du bassin versant du Gave de Pau amont.

Le contexte de l'aménagement du tronçon du Lac des Gaves est également introduit. Cette partie a pour vocation d'illustrer l'évolution de ce secteur depuis son état le plus naturel connu jusqu'à son état actuel. Les incidences du projet Lac des Gaves sont également présentées, en vue d'orienter les gestionnaires vers des solutions de restauration adaptées au contexte local.

2.2 Physiographie du bassin versant du Gave de Pau amont

2.2.1 Généralités sur le bassin versant du Gave de Pau amont

La partie amont du bassin versant du Gave de Pau (1190 km^2) dans les Hautes-Pyrénées (Fig. 2.1) s'étend de la plaine de Lourdes (420 mNGF) jusqu'à la frontière espagnole dans le sud où culminent les plus hauts sommets Pyrénéens français (Vignemale à 3298 mNGF). Le Gave de Pau prend sa source dans le fameux Cirque de Gavarnie (Patrimoine Mondial de l'UNESCO) suivant une orientation Sud-Nord. Sa partie amont possède des caractéristiques typiques de bassins versants de montagne décrites par de fortes pentes, un taux de transport solide important, une période de hautes-eaux observée à partir de la fin du printemps et du début de l'été et un réseau hydrographique dense. Deux sous-bassins versants (Gave de Gavarnie en rive droite et Gave de Cauterets en rive gauche) constituent la partie "montagnarde" du bassin versant du Gave de Pau. Ces deux rivières torrentielles formant le Gave de Pau à leur jonction, ont montré à plusieurs reprises qu'elles étaient capables de transporter des quantités considérables de matériaux. Elles sont donc considérées comme les principales sources d'apports sédimentaires susceptibles d'être déposés dans le système fluvial aval représentant la vallée centrale d'Argelès-Gazost où se trouve le tronçon du Lac des Gaves. Il s'agit d'un ancien lac artificiel situé dans le lit mineur du Gave de Pau qui a traversé des années d'extractions de matériaux. Ce dernier représente la principale zone à enjeux [1] de la vallée d'Argelès-Gazost. Sa configuration actuelle ainsi que les risques qui en découlent, constituent les principales motivations ayant mené à ce projet de recherche, visant à caractériser les différentes dynamiques en vue d'orienter les gestionnaires pour la restauration pérenne de ce tronçon. Une partie de ce chapitre (section 2.5) sera dédiée à la présentation de manière plus détaillée de l'évolution de ce tronçon et de la problématique de gestion en lien avec sa configuration actuelle.

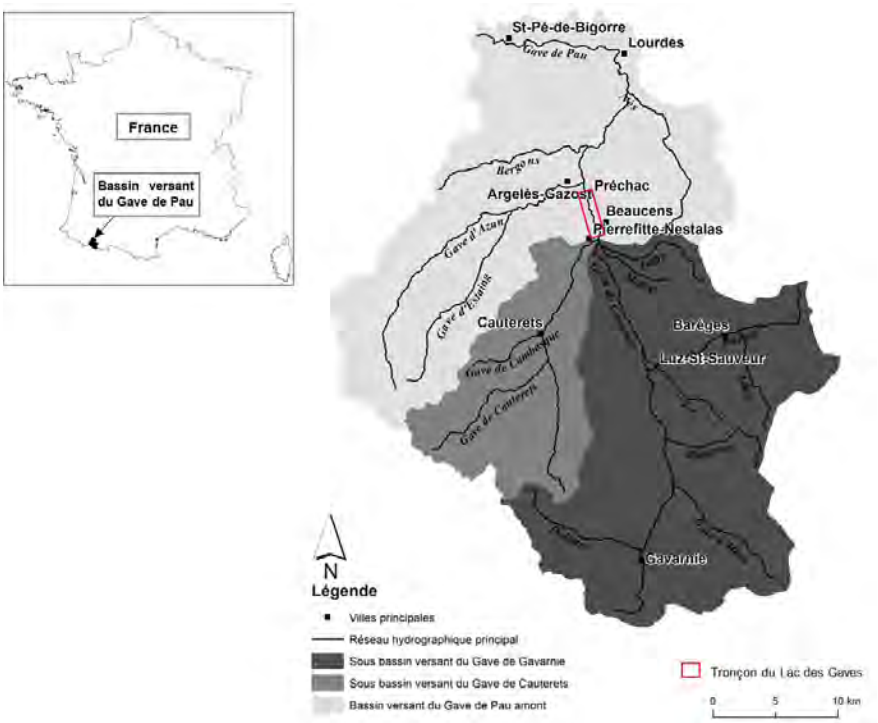


FIGURE 2.1 – Présentation du bassin versant du Gave de Pau et de ses principaux sous-bassins versants : les sous-bassins versants du Gave de Cauterets et du Gave de Gavarnie

1. Enjeux : présence humaine (personnes, habitations, activités économiques, infrastructures, etc.). Plus la présence est importante, plus le risque est élevé ($Risque = aléa \times enjeu$)

2.2.2 Topographie

Le relief du bassin versant du Gave de Pau amont est considérablement marqué. Le point culminant correspond au pic du Vignemale (3298 mNGF) et se situe sur la crête frontière franco-espagnole. L'aval du bassin versant, situé à la limite départementale entre les Hautes-Pyrénées et les Pyrénées Atlantiques, présente une cote d'environ 310 mNGF. La Fig.2.2 illustre globalement la topographie du bassin versant du Gave de Pau. Il apparaît que 50% de la surface du bassin présente une cote supérieure à 1700 mNGF. L'analyse de ces données montre également que 70% de sa surface totale est située entre les cotes 1000 et 2500 mNGF, ce qui confirme le caractère montagnard du bassin versant du Gave de Pau.

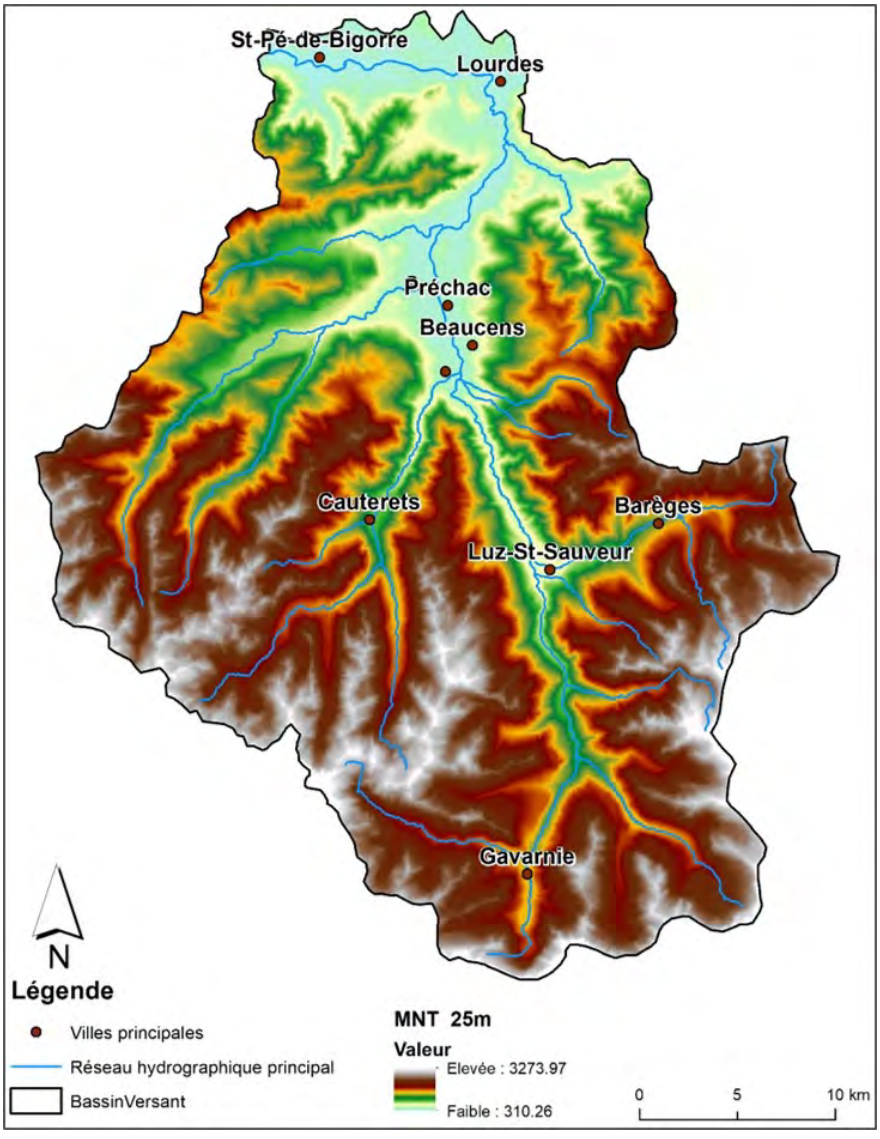


FIGURE 2.2 – Topographie générale du bassin versant du Gave de Pau amont (source : BD Alti 25 m, IGN).

2.2.3 Cadre morpho-structural

Les deux sections suivantes s'inspirent en grande partie des travaux de Blanpied (2019) sur la torrentialité dans les Pyrénées centrales.

La formation des Pyrénées est d'origine orogénique. Il s'agit d'une chaîne complexe née de la collision entre la plaque ibérique et la plaque européenne où l'on trouve majoritairement un affleurement de roches d'âge Paléozoïque et Cénozoïque. L'ensemble actuel s'est formé au début de l'orogenèse alpine ce qui fait des Pyrénées des montagnes jeunes de plissement malgré la présence de terrains géologiques anciens (Blanpied, 2019). La complexité géologique pyrénéenne a pour origine la succession de deux périodes d'orogenèse : l'orogenèse hercynienne (-360 Ma à -290 Ma) et l'orogenèse alpine (-85 MA à -20 Ma).

La période hercynienne a contribué à la métamorphose et au plissement des séries de l'Ordovicien et du Carbonifère pour former une chaîne bien plus élevée que la chaîne actuelle. Au cours des 200 Ma qui ont séparé les périodes hercynienne et alpine la chaîne formée et son socle granitique ont subi d'importantes érosions. Cette période a été suivie par une période de sédimentation qui a mené à des dépôts calcaires, marneux et dolomitiques. Cette période a duré jusqu'à la surrection des Pyrénées actuelles entre le Crétacé Supérieur et le Miocène Inférieur (Monod and le groupe de travail GAVERMIP, 2014) *in* (Blanpied, 2019). S'en est suivie la collision entre la plaque ibérique et européenne suivant un mouvement relatif ouest-est puis sud-ouest nord-est (Lévy, 2000). A l'issue de ces mouvements, la chaîne présente aujourd'hui une structure en éventail centrée sur la faille Nord Pyrénéenne (Muñoz, 1992)*in* (Blanpied, 2019) avec plusieurs zones structurales se succédant du nord au sud suivant une orientation est-ouest (Fig. 2.3).

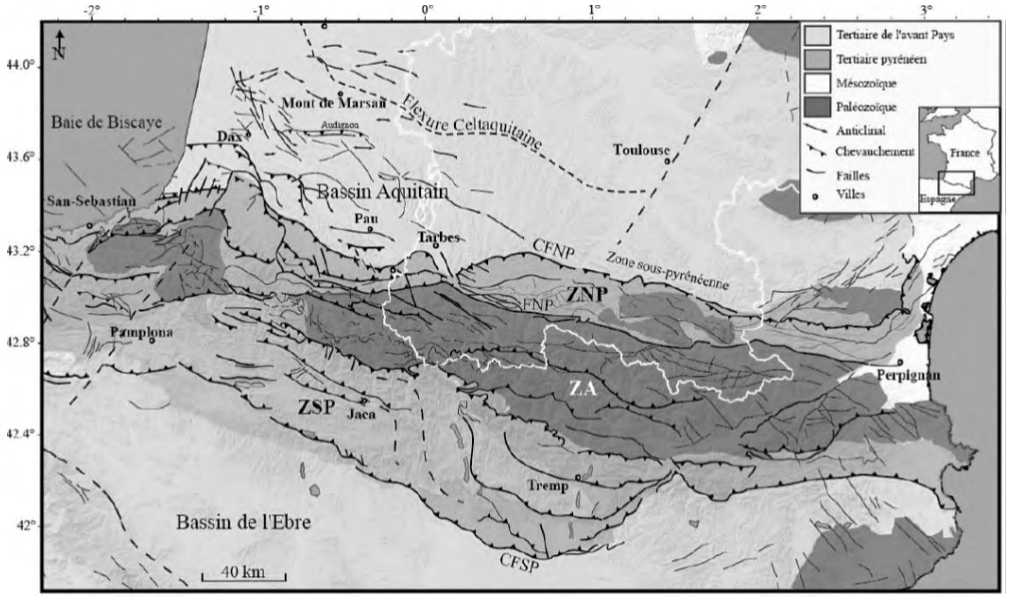


FIGURE 2.3 – Les grandes unités structurales des Pyrénées (Lacan, 2008) *in* (Blanpied, 2019)).CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; ZNP : Zone Nord Pyrénéenne ; ZA : Zone Axial ; ZSP : Zone Sud Pyrénéenne ; CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen

Le bassin versant du Gave de Pau s'inscrit essentiellement dans la Zone Primaire Axiale (Fig. 2.3). Au niveau du cirque de Gavarnie, on retrouve des calcaires gréseux du Crétacé. Le Gave de Pau s'enfonce ensuite dans ses gorges formées dans du calcaire plus ancien du Dévonien pour ensuite déboucher au niveau de Villelongue sur la plaine d'Argelès-Gazost constituée d'alluvions du quaternaire (alluvions récentes et alluvions de la terrasse fluviatile). En aval d'Argelès-Gazost, le Gave transite dans des formations alluvionnaires du quaternaire (dépôts fluviatiles morainiques) et des flyschs (strates gréso-schisteuses) du secondaire.

Sur les versants sud des bassins du Bastan, du Gave de Cauterets et du Gave d'Azun, on retrouve des roches métamorphiques issues de la formation de strates sédimentaires calcaréo-schisteuses du Dévonien (primaire). Ces roches sont essentiellement constituées de granodiorites et de granites indifférenciés.

La vallée du Bastan est une ancienne vallée glaciaire principalement constituée de gros blocs de moraines

postglaciaires calcaréo-schisteux. Il en est de même pour les vallées du Gave d'Azun, entre Arrens, Argelès-Gazost et le ruisseau du Bergons constituant au quaternaire un seul et même glacier. Ces bassins versants présentent des dépôts morainiques sur l'ancienne extension du glacier.

Pour résumer, le bassin versant du Gave de Pau amont est constitué de quantités importantes d'alluvions fluviatiles ou glaciaires en place, apportées par le Gave de Pau ou ses affluents, pouvant ainsi contribuer au transport solide lors d'événements exceptionnels tels que les crues de 1897 et de 2013 (Fig. 2.4).

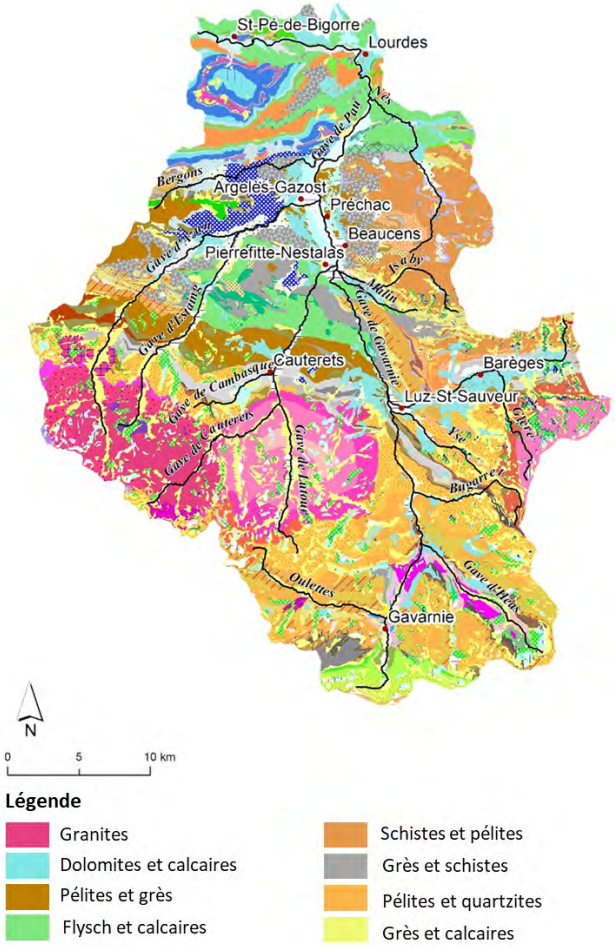


FIGURE 2.4 – Carte géologique du terrain d'étude (données du BRGM harmonisées et vectorisées 1/50 000ème. La légende ne présente que les couches géologiques dominantes.)

2.2.4 Héritages sédimentaires

La dynamique sédimentaire présente en terrain de montagne, est notamment influencée par les différentes formations héritées des périodes glaciaires, paraglaciaires [2] et post-glaciaires. Ces dernières peuvent être déstockées de manière intermittente lors d'événements extrêmes. Sur le bassin versant du Gave de Pau, on rencontre des moraines liées aux différents stades de désenglacement. Celles qui sont présentes en quantité

2. Paraglaciaire : processus provoquant la libération à l'état liquide des eaux des glaciers, des glaces mortes et du pergélisol (sol gelé de façon permanente et imperméable. Ces processus sont à l'origine de la mobilisation de stocks sédimentaires hérités. Période qui suit immédiatement la glaciation au cours de laquelle le milieu s'ajuste aux nouvelles conditions environnementales (Church and Ryder, 1989)

importante sont les moraines du Pléniglaciaire [3] plaquées sur les versants à l'image des versants de Barèges (vallée du Bastan, affluent du Gave de Gavarnie en rive droite) et les dépôts fluvio-glaciaires de fond de vallée. Le PÂG a quant à lui laissé des moraines de dimension moindre qui se trouvent à quelques mètres des glaciers résiduels actuels tels que les remparts morainiques de Troumouse. La fonte des glaciers Pyrénéens s'est amorcée dès 1860 d'après les observations de Trutat (1876). On recense une perte de 85% de leur superficie entre 1850 et les années 2010 (Blanpied, 2019). En parallèle, les glaciers alpins ont, à la même période, perdu "seulement" 40% de leur superficie. Ce phénomène exacerbé dans les Pyrénées peut s'expliquer par la petite taille des glaciers pyrénéens ainsi que la position méridionale de la chaîne qui les a rendu plus exposés au changement climatique en cours. Actuellement, le massif du Vignemale est le plus englacé des Pyrénées centrales avec le glacier d'Ossoue. Il ne restait donc plus que 3.5 km^2 de glaciers en 2007 (René, 2011) qui ont la particularité d'être les glaciers les plus méridionaux d'Europe.

A l'opposé de la faible étendue du domaine glaciaire, le domaine périglaciaire [4] est plus étendu. Il est composé de formes Pléistocène et actuelles en lien avec les effets du gel et du dégel et des processus nivaux (Feuillet, 2010). L'étage périglaciaire occupe l'espace supra-forestier au delà des 2300 mNGF d'altitude (Feuillet et Sellier, 2008). Les processus périglaciaires sont associés à des processus ubiquistes (*i.e.* dynamique de versant et processus fluvio-torrentiels) qui ont formé les stocks post-glaciaires lors de l'Holocène (Cossart, 2014).

Le cadre conceptuel de ce travail de recherche comporte une partie expliquant le concept de cascade sédimentaire et les phénomènes de relais de processus entre les différents stocks sédimentaires présents en terrain de montagne. Si l'on considère le bassin versant du Gave de Pau, un cas intéressant illustre ce relais de processus et présente un phénomène de discontinuité sédimentaire. Il s'agit de la marge proglaciaire des Oulettes en aval immédiat du Pic du Vignemale (Fig. 2.5). Les alluvions glaciaires sont transportées par charriage par les eaux de fonte glaciaire et transitent ensuite dans les dépôts fluvio-glaciaires du Gave des Oulettes de Gaube par processus torrentiels à moins qu'elles ne restent bloquées au niveau de la plaine alluviale en aval. Le Gave des Oulettes est ensuite alimenté par des matériaux provenant de processus périglaciaires et gravitaires latéraux (alimentation des versants) pour ensuite atteindre le Lac de Gaube, une zone de stockage à l'origine de la discontinuité de la cascade sédimentaire.

2.3 Cadre hydroclimatologique

2.3.1 Cadre climatique

La situation géographique du bassin versant du Gave de Pau et son relief prononcé en font un territoire climatologique complexe. En effet, à l'image de la chaîne pyrénéenne dans son ensemble, il est au carrefour d'influences climatiques variées et les montagnes le constituant ont un effet orographique important. Le relief du bassin versant du Gave de Pau joue ainsi un rôle prépondérant dans la genèse des crues selon les deux phénomènes suivants :

- **L'orographie** favorisant l'advection et le refroidissement des masses d'air le long du relief avec des précipitations pouvant être très marquées au niveau du versant exposé au vent dominant (ouest, nord-ouest) ;
- **L'altitude** favorisant l'accumulation d'eau sous forme solide représentant un stock rapidement mobilisable en cas de réchauffement brutal couplé à une saturation maximale des sols en eau.

Les dépressions automnales en provenance de la Méditerranée par flux de sud peuvent générer des cumuls pluviométriques très importants (*e.g.* environ 400 mm en octobre 2012) au niveau de la crête frontalière sur le

3. Planiglaciaire : période d'un cycle glaciaire au cours de laquelle les glaciers ont atteint leur extension maximale
4. Région froide, caractérisée par un bilan radiatif majoritairement négatif, possédant un climat froid avec un gel hivernal long.

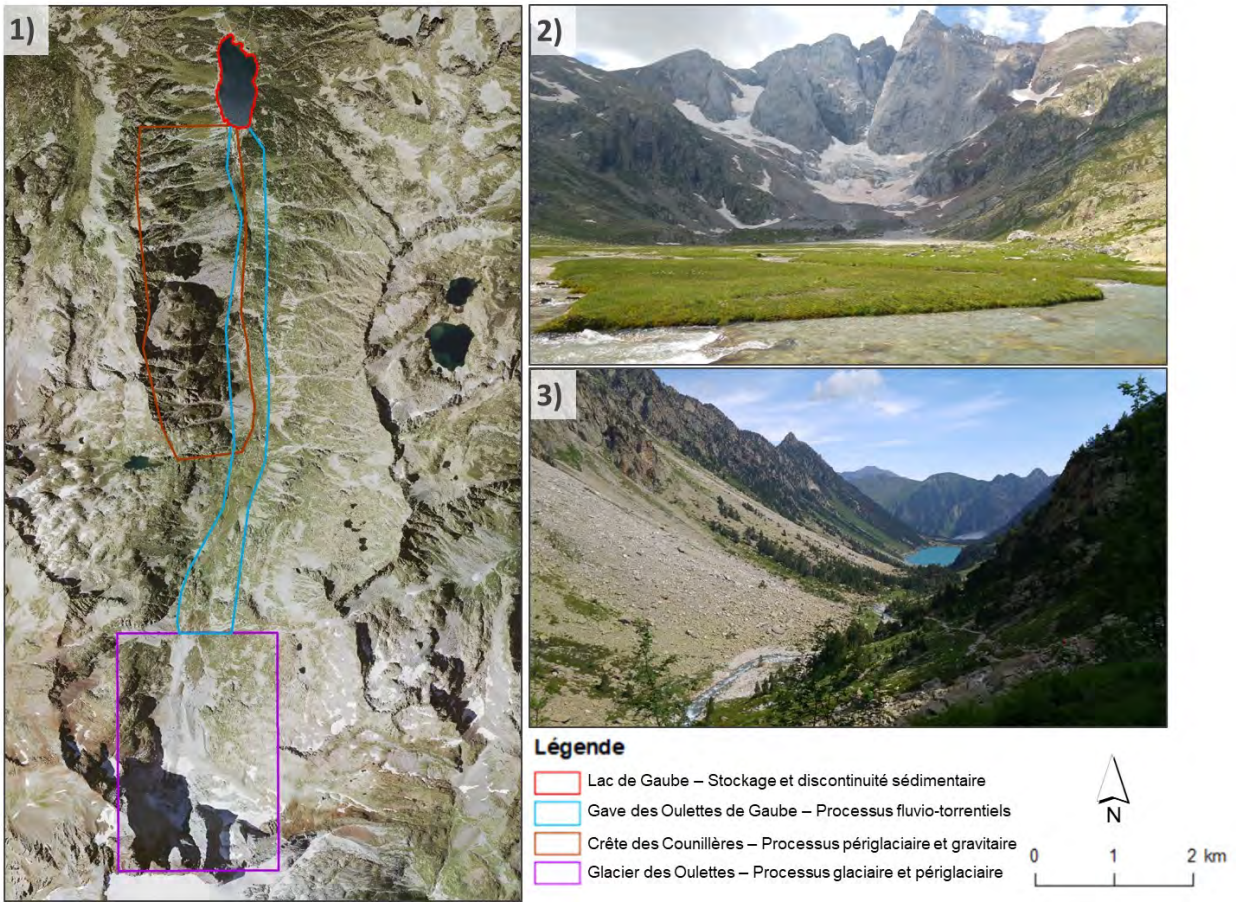


FIGURE 2.5 – Cascade sédimentaire présentant les relais de processus entre le Pic de Vignemale, le glacier des Oulettes et le lac de Gaube. 1) Orthophotographie datant de 2017 IGN ; 2) Photographie datant de 2017 de la marge proglaciaire et du glacier des Oulettes (blog.elkami.fr) ; 3) Photographie datant de 2017 du Lac de Gaube prise en amont (blog.elkami.fr)(Modifié d'après Blanpied (2019).

versant nord des Pyrénées. En automne les températures encore élevées de la Méditerranée et les flux chauds venant d'Afrique du Nord favorisent une évaporation importante vers l'atmosphère. La chaîne pyrénéenne dans ces cas contribue au blocage et au refroidissement des masses d'air qui précipitent sur plusieurs heures avec des intensités de pluies considérables.

TABLE 2.1 – Cumul des précipitations moyennes annuelles (données MétéoFrance) à différentes stations du bassin versant

Ville	Altitude (mNGF)	Cumuls de précipitations moyennes annuels (mm)	Période
Peyrouse	358	1495	1972-2010
Lourdes	410	1246	1928-2011
Gavarnie	1410	1325	1987-2016
Barèges	1215	1224	1947-2012
Arrens-Marsous	910	1498	1954-2015
Ayros-Arbouix	470	1049	1982-2016

D'autre part, le bassin versant du Gave de Pau amont dans les Hautes-Pyrénées est exposé à un climat sub-océanique tempéré qui évolue en fonction de l'altitude selon les ordres de grandeur suivants (PLVG, 2015a) :

- Entre **200 et 600 m** : climat océanique tempéré avec une température moyenne annuelle de 11°C et des précipitations moyennes annuelles de 700 à 1000 mm ;
- Entre **600 et 1500 m** : climat océanique montagnard avec une température moyenne annuelle inférieure à 10°C et des précipitations moyennes annuelles (liquide et solide) 1000 et 1500 mm ;
- Au-dessus de **1500 m** : climat montagnard avec des précipitations moyennes annuelles (liquide et solide) voisines de 2000 mm.

2.3.2 Cadre hydrologique

2.3.2.1 Réseau hydrographique

Le Gave de Pau représente un des principaux affluents de l'Adour. Il prend sa source au niveau du cirque de Gavarnie (Patrimoine mondial de l'UNESCO) autour de 2600 mNGF environ. Il est ensuite rejoint par le Gave d'Héas à Gèdre, l'Yse et le Bastan au niveau de Luz-Saint-Sauveur et les Gaves de Cauterets et d'Azun à son arrivée à la plaine d'Argelès-Gazost (Fig. 2.6). C'est au niveau de Pierrefitte-Nestalas que le Gave de Pau passe d'un cours d'eau à dynamique fortement torrentielle à une dynamique plutôt caractéristique d'une rivière de piémont (Fig. 2.7). C'est d'ailleurs pour différencier ces deux dynamiques qu'on l'appelle le Gave de Gavarnie en amont de sa confluence avec le Gave de Cauterets. Il reprend son appellation "Gave de Pau" en aval de la commune de Pierrefitte-Nestalas.

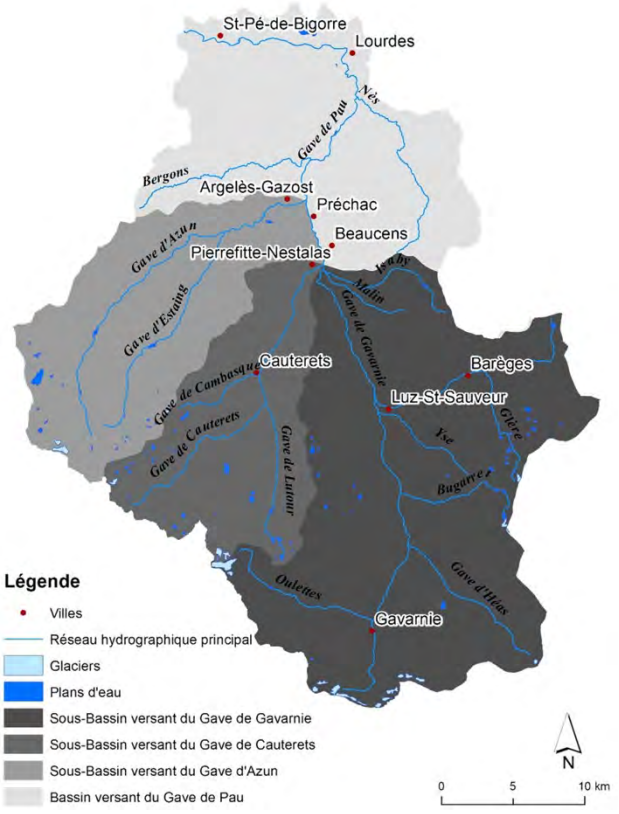


FIGURE 2.6 – Réseau hydrographique du bassin versant du Gave de Pau amont

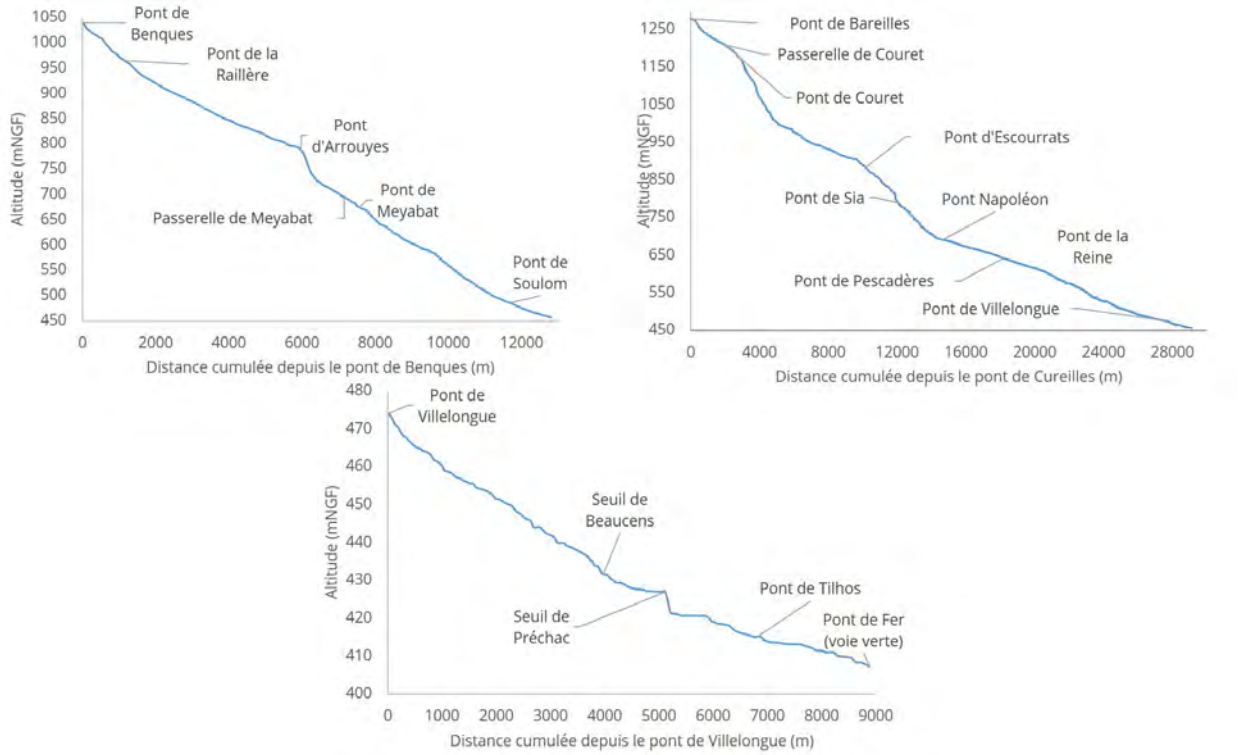


FIGURE 2.7 – Profils en long du Gave de Pau sur le secteur d'intérêt (Lac des Gaves) et de ses deux principaux affluents de montagne (réalisés sous SIG à partir du LiDAR 2016 relevé par le PLVG.)

Les vallées des principaux affluents du Gave de Pau sont exposées nord-sud (Gaves de Cauterets et d'Azun), ou est-ouest (Bastan, Yse, Isaby). Les caractéristiques principales des bassins versants constitutifs du Gave de Pau amont sont présentées sur le tableau 2.2.

TABLE 2.2 – Caractéristiques des principaux sous-bassins versants constitutifs du Gave de Pau amont (modifié d'après PLVG (2015a))

Sous-Bassins versants	Surface (km²)	Périmètre (km)	Longueur du cheminement hydraulique (km)	Source (mNGF)	Exutoire (mNGF)	Pente moyenne (%)	Altitude Maximale (mNGF)
Bastan	105	49	19	2470	658	9.5	3090
Gave du Lutour	38	29	12	2550	1033	12.6	2980
Gave d'Azun	211	72	21	2180	420	8.4	3145
Gave de Cauterets	178	73	26	2500	457	7.9	3300
Gave de Gavarnie	459	116	36	2600	457	6.0	3300
Gave de Pau	1150	180	68	2600	312	3.4	3300

2.3.2.2 Régime hydrologique

Le bassin versant du Gave de Pau suit un régime hydrologique de type nivo-pluvial. On mesure les plus hauts débits au printemps quand la fonte nivale est couplée aux précipitations printanières. Les débits diminuent à partir de la fin du mois de juin pour atteindre leur période d'étiage durant les mois d'août et septembre en attendant le retour des précipitations automnales pouvant intervenir dès le mois d'octobre (Fig.2.8).

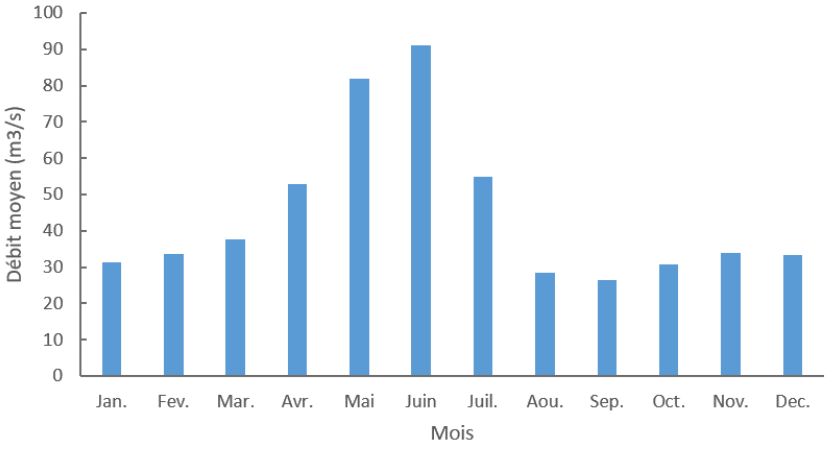


FIGURE 2.8 – Débit moyen annuel estimé sur 101 années - station hydrométrique de Lourdes (Banque Hydro : http ://www.hydro.eaufrance.fr/)

Trois grands types de flux peuvent être à l'origine de crues torrentielles dans les Hautes-Pyrénées (Blanpied, 2019). Les crues "océaniques classiques" sont générées par des perturbations d'ouest (Peteuil et al., 2010). Ces dernières sont les plus fréquentes et se produisent le plus souvent en hiver. Leurs effets sont généralement visibles au niveau des cours d'eau aval et les rivières de piémont. Les bassins de fond de vallées qui sont quant à eux généralement protégés contre ces perturbations au vu de leur morphologie sont plutôt exposés à des crues générées par des perturbations de sud-ouest qui arrivent sur les crêtes françaises. Il s'agit dans ce cas de crues dites "océaniques pyrénéennes" (Peteuil, 2004). Elles sont plutôt observées au printemps. La fonte nivale lors de ces événements est accompagnée de vents de nord-ouest à nord-nord-ouest ce qui engendre des cumuls pluviométriques importants dépendant de l'orographie. Le troisième et dernier type de crue correspond aux crues "méditerranéennes". Elles sont très peu présentes sur notre terrain d'étude bien que certaines grandes crues peuvent leur être associées, *e.g.* la crue du 8 et 9 novembre 1982 générée par un débordement des masses d'air chaudes et humides venant du sud-est à l'origine de l'abattement de 60 à 200 mm entre Argelès-Gazost et Gavarnie ou la crue d'octobre 2012 (dont les phénomènes sont détaillés dans le chapitre suivant).

En terrain de montagne, la genèse des crues torrentielles est plus complexe. Ces événements sont généralement provoqués par la concomitance de plusieurs facteurs : des précipitations importantes avant la crue à l'origine de la saturation préalable des sols et des débits déjà soutenus ; une fonte nivale importante et une averse orageuse intense et brutale formant le pic de crue. Les orages peuvent donc également être à l'origine de crues d'intensités considérables. Ces phénomènes sont généralement formés grâce à l'apport des versants sud espagnols.

2.4 Occupation du sol et enjeux socio-économiques

2.4.1 Occupation du sol

Le territoire du bassin versant du Gave de Pau est principalement constitué d'espaces naturels boisés ou non situés en tête de bassin versant à des altitudes supérieures à 1000 mNGF. Ces espaces naturels couvrent à eux seuls 80% du territoire (Fig. 2.9).

La deuxième grande classe dominante est constituée par les surfaces agricoles. Sur la tête du bassin versant du Gave de Pau, les territoires agricoles se situent sur les secteurs de Luz-Saint-Sauveur en aval du Bastan, puis sur le Gave de Gavarnie entre Luz-Saint-Sauveur et Saligos. Il s'agit principalement de prairies dédiées à l'élevage. Les terres dédiées aux cultures se trouvent essentiellement sur le Gave d'Azun entre Arrens-Marsous et Argelès-Gazost ainsi que sur la plaine d'Adast entre Villelongue et Argelès-Gazost (où se trouve le Lac des Gaves). A mesure que la vallée du Gave de Pau s'élargit en direction de Lourdes, la proportion des terres agricoles croît.

Les territoires urbanisés couvrent à peine 1.50% du territoire et sont essentiellement concentrés autour de la ville de Lourdes (Fig. 2.10). Les villes moyennes d'Argelès-Gazost, de Cauterets, de Luz-Saint-Sauveur et de Pierrefitte-Soulom se positionnent au deuxième rang des territoires urbanisés. Notons que ces communes urbaines se sont développées sur les cônes de déjection des affluents du Gave de Pau historiquement.

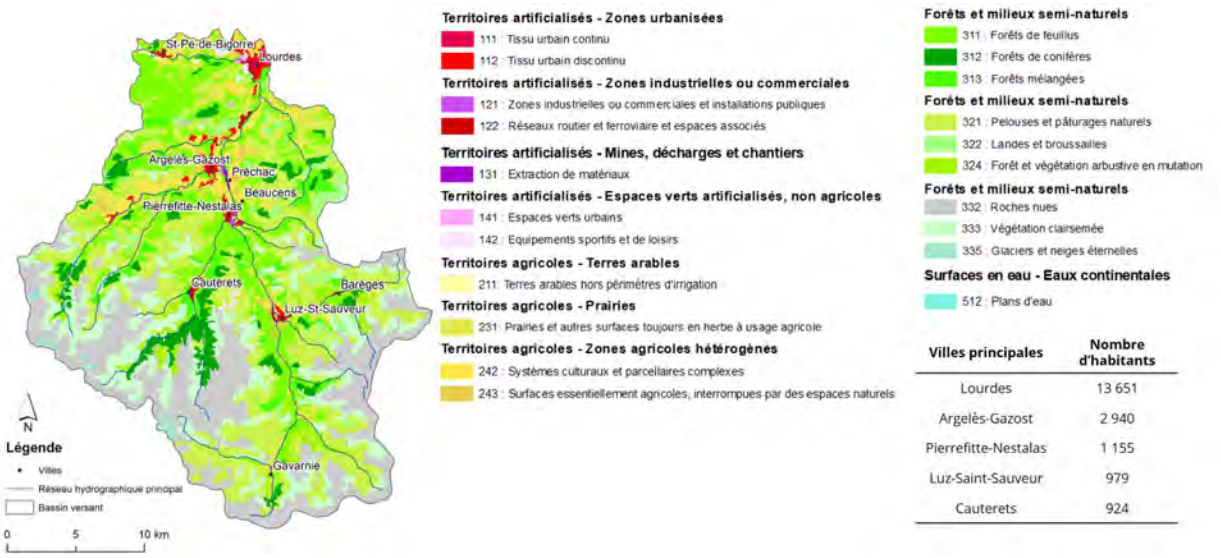


FIGURE 2.9 – Mode d'occupation du sol (d'après les données BD CORINE Land Cover (CLC) 2012) et population des villes principales (d'après données INSEE 2015)

2.4.2 Enjeux socio-économiques

L'analyse de l'occupation du sol présentée, montre que mis à part les enjeux socio-économiques représentés par les centres urbains du territoire et leur périphérie, l'enjeu agro-pastoral est primordial. Si nous revenons au chapitre précédent où plusieurs mesures de restauration sont proposées, il apparaît évident que les actions visant à redonner de l'espace de mobilité au Gave de Pau et ses affluents, risquent d'impacter fortement l'activité agricole.

Les deux principales activités économiques du territoire sont l'agro-pastoralisme et le tourisme. Le territoire des Hautes-Pyrénées dans lequel s'inscrit le bassin versant du Gave de Pau offre la possibilité de pratiquer des activités variées avec de nombreux sites de renommée nationale et internationale. Le territoire

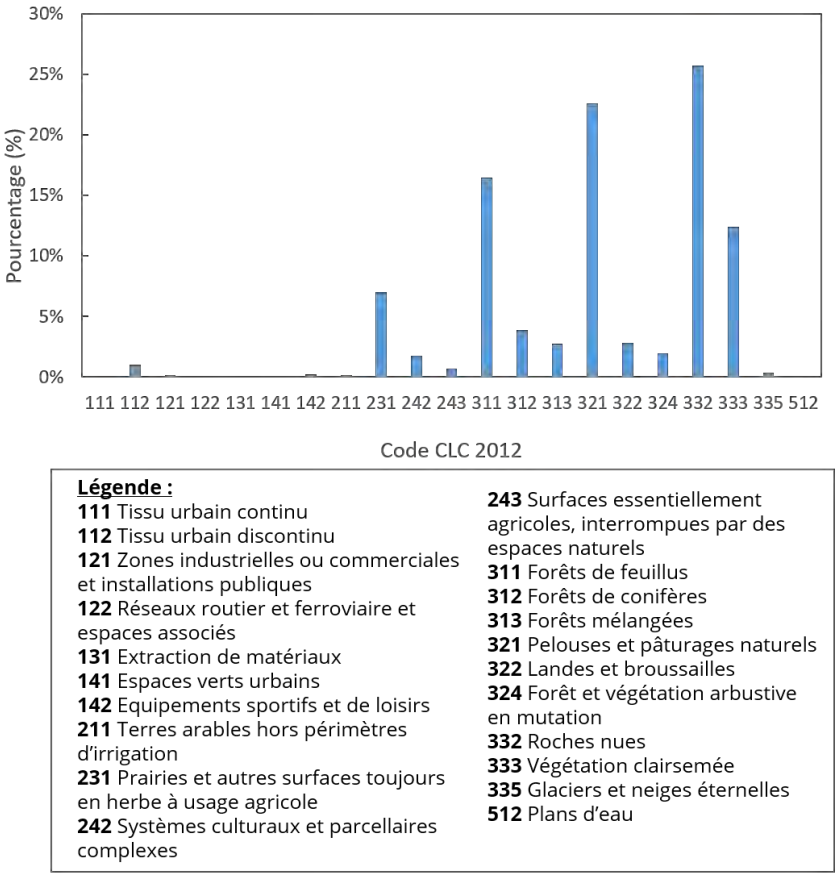


FIGURE 2.10 – Pourcentages des différents types d'occupation du sol présents sur le bassin versant du Gave de Pau (d'après données CLC 2012). Les classes d'occupation du sol sont renseignées sur la figure 2.9

du Parc National des Pyrénées (PNP) contient des sites remarquables tels que le Pont d'Espagne et le Lac de Gaube dans la vallée du Gave de Cauterets, le Vignemale et les derniers glaciers pyrénéens, le cirque de Gavarnie (patrimoine mondial de l'UNESCO). Le parc concentre plus de 2500 espèces végétales supérieures, soit environ 40% de la diversité végétale de la France Métropolitaine (données du PNP *in* (Blanpied, 2019)).

Le massif pyrénéen dans son ensemble est également reconnu nationalement depuis le XVIIIème siècle pour le thermalisme. Sur le bassin versant du Gave de Pau, Cauterets, Luz-Saint-Sauveur et Argelès-Gazost sont les stations phares. A la suite des deux guerres mondiales, l'activité a commencé à décliner et s'est reconvertie avec l'aménagement de plusieurs centres thermo-ludiques en même temps que la création de domaines skiables à proximité.

Au vu des dénivelés importants, des précipitations abondantes et des nombreux plans d'eau d'altitude présents, l'activité hydroélectrique s'est largement développée dans les Hautes-Pyrénées dès la fin du XIXème siècle (PLVG, 2015a). Elle fait partie des activités structurantes du paysage du bassin versant du Gave de Pau étant donnée sa forte contribution à l'artificialisation du réseau hydrographique et du régime hydrologique.

Sur le bassin versant du Gave de Pau, il existe trois principales techniques d'exploitation hydroélectrique (PLVG, 2015a) :

- Dérivation d'une partie du débit du cours d'eau principal pour acheminer l'eau vers un bras usinier sur lequel se trouve la centrale hydroélectrique ;
- Barrage au fil de l'eau formant une retenue d'eau dont la charge permet d'actionner les turbines au point bas ;

- Conduites forcées qui dévient l'eau provenant d'un lac ou d'un cours d'eau par gravité sur plusieurs kilomètres pour alimenter une centrale plus en aval.

En fonction de la configuration des aménagements hydroélectriques, l'impact sur le fonctionnement naturel des cours d'eau est plus ou moins important. Ils peuvent modifier le régime hydrologique à travers la diminution ou l'augmentation du débit naturel et provoquer également des phénomènes de discontinuité sédimentaire et écologique pour les ouvrages transversaux non transparents (ne possédant pas d'ouvrage de désengravement ni de passe piscicole). La plupart des seuils présents sur le terrain d'étude sont fixes (63%) ou non entièrement transparents (30%). La grande majorité des ouvrages présents sur le bassin versant du Gave de Pau sont des seuils transversaux qui permettent une exploitation au fil de l'eau.

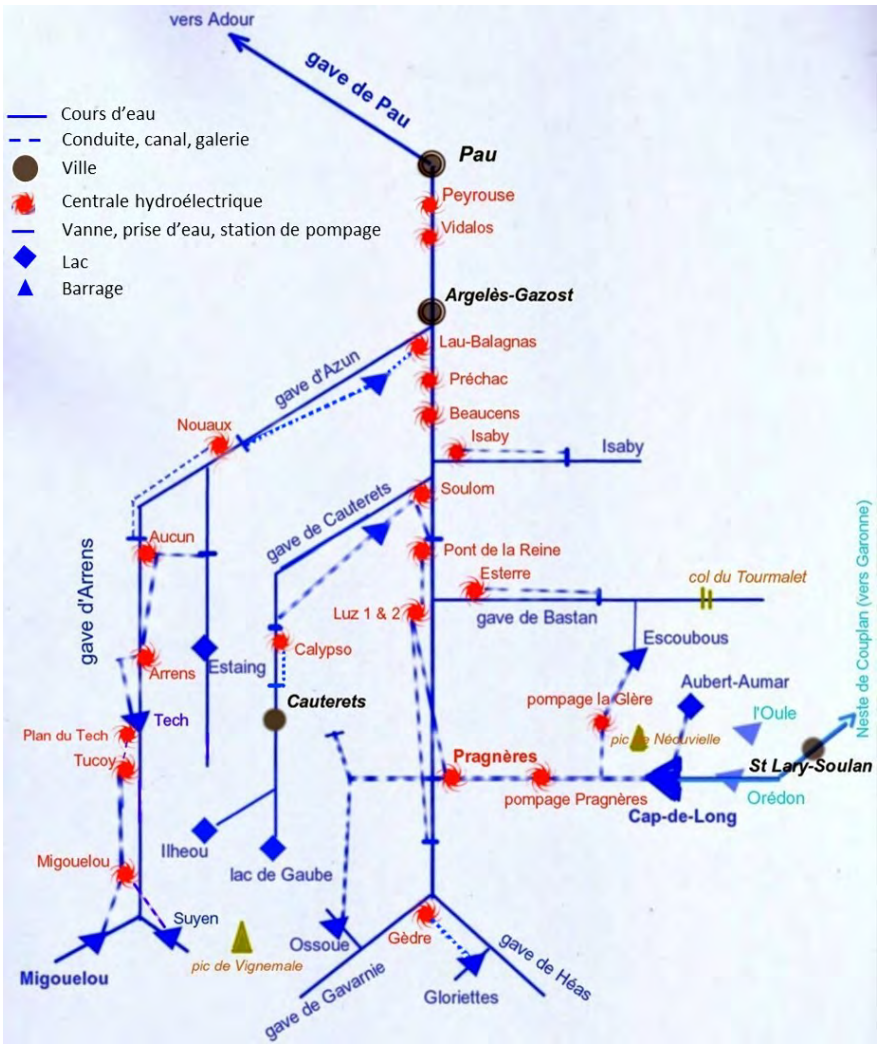


FIGURE 2.11 – Diagramme synoptique des installations hydroélectriques sur le bassin versant du Gave de Pau (modifié d'après le site : www.hydrelect.info)

2.5 Contexte d'aménagement du tronçon du Lac des Gaves

Le tronçon du Lac des Gaves se situe à la confluence des deux principaux cours d'eau de montagne du bassin versant du Gave de Pau (les Gaves de Cauterets et de Gavarnie). Le lac des Gaves représentait

un lac artificiel délimité par deux seuils dans le lit mineur du Gave de Pau. Sa configuration, sa réponse aux différentes pressions qu'il a subies et surtout sa localisation à la jonction de deux rivières torrentielles, principales contributrices en termes de fourniture sédimentaire, en ont fait un espace favorable au stockage, provoquant une discontinuité longitudinale importante qui augmente les risques d'avulsion vers les enjeux de la zone en amont du deuxième seuil. En aval, on observe plutôt une rétractation de la bande active, une incision et un pavage, à l'origine de plusieurs dysfonctionnements écologiques et structurels.

La réflexion sur les stratégies de restauration du tronçon du Lac des Gaves est l'objet de ce travail de thèse porté par la collectivité territoriale gérant les cours d'eau du bassin versant du Gave de Pau amont (le Pays de Lourdes et des Vallées des Gaves (PLVG)). Leur volonté est de comprendre les principaux mécanismes intervenant au niveau de ce tronçon ainsi que ses principaux ajustements face aux pression subies, tout en prenant en considération les différents enjeux avoisinants. Ce tronçon impose donc d'adopter une vue multicritères en lien avec la sécurité des biens et des personnes, la continuité écologique et sédimentaire ainsi que les différents aspects socio-économiques.

Les parties suivantes présentent la chronologie d'aménagement et d'exploitation du Gave de Pau sur le tronçon du Lac des Gaves. En effet, la restauration de la dynamique morphologique d'un tronçon fluvial dégradé nécessite d'identifier les causes de ces altérations (Arnaud, 2012). Nous nous appuyons sur des sources bibliographiques diversifiées du passé (rapports techniques, courriers, plans, données diverses, etc.) collectées pour la plupart auprès des archives départementales des Hautes-Pyrénées. Le tronçon du Lac des Gaves dans notre étude s'étend de la confluence entre les gaves de Cauterets et de Gavarnie, jusqu'au pont de Fer au niveau de la commune d'Ayzac-Ost.

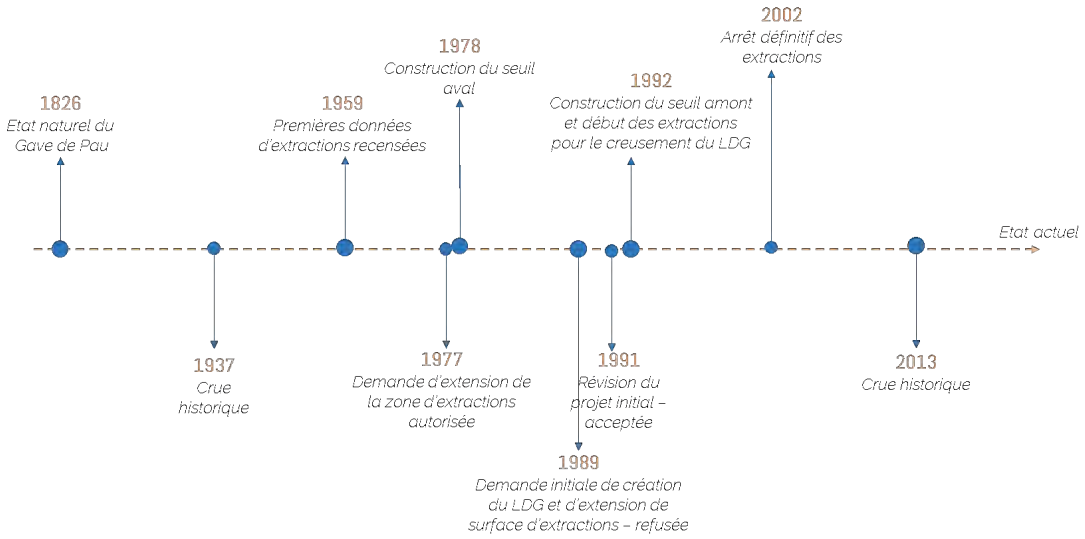


FIGURE 2.12 – Recensement chronologique des grandes crues et actions anthropiques menées sur le tronçon du Lac des Gaves. L'acronyme LDG désigne le Lac Des Gaves

2.5.1 Le Gave de Pau sauvage

Jusqu'au début du XXème siècle, le Gave de Pau, sur le secteur étudié, était un cours d'eau de piémont encore à l'état sauvage, présentant une morphologie en tresses composée de chenaux multiples, de bancs sédimentaires et d'une large bande active (Fig. 2.13). Les travaux de protection contre les inondations étaient absents avant les crues majeures de 1837 (ayant fortement affecté le sous bassin versant du Bastan) et de 1937 (ayant fortement impacté le bassin versant du Gave de Pau dans sa globalité). Par ailleurs, les effets des grands travaux RTM étaient très peu visibles à cette période.

Les vallées des Hautes-Pyrénées n'ont jamais été très industrialisées, contrairement à d'autres vallées pyrénéennes (*e.g.* Ariège) ou aux vallées alpines. Sur le bassin versant du Gave de Pau, c'est essentiellement la vallée d'Argelès-Gazost (où se trouve le Lac des Gaves) qui a été sollicitée par quelques activités industrielles (*e.g.* l'usine électrochimique de Pierrefitte) (Peltier, 2005)). Ce n'est, essentiellement, que depuis la seconde guerre mondiale que l'hydroélectricité s'est développée dans les hautes vallées, en même temps que les extractions de matériaux (section 2.5.2).



FIGURE 2.13 – Le Gave de Pau en tresses vers 1903 : vue vers l'amont depuis le pont de Tilhos autrefois nommé pont de Tilhol (carte postale tirée des archives en ligne des Hautes-Pyrénées : www.archivesenligne65.fr)

2.5.2 La période d'extractions de matériaux

Le XXème siècle a été marqué par une forte demande en matériaux alluvionnaires dans les zones urbaines et industrielle. La modernisation des techniques d'extractions de matériaux, a permis d'exploiter le lit mineur des cours d'eau, où les granulats sont considérés "propres" et plus récents, sans conflits d'usages. En effet, la ressource paraît inépuisable. En vallée des Gaves, cette activité a été pratiquée depuis la fin de la seconde guerre mondiale, autour des années 1950 jusqu'en 2002 pour le secteur du Lac des Gaves. Deux autres exploitations situées à Lourdes et Argelès-Gazost ont été fermées en 1993 (PLVG, 2015b).

Une prise de vue aérienne datant de 1959 témoigne que le Gave de Pau, sur le secteur du Lac des Gaves présentait à l'époque un lit mobile, de nombreux îlots boisés et bancs sédimentaires, une bande active large et une tendance au tressage (Fig.2.14).

Au total, environ 4 millions de mètres cubes de matériaux ont été retirés du lit mineur du Gave de Pau (Fig.2.15) sans compter 7 années lacunaires dont les informations n'étaient pas disponibles.

Les grandes étapes ayant conduit à l'élaboration et la création du Lac des Gaves sont présentées chronologiquement dans les parties suivantes.

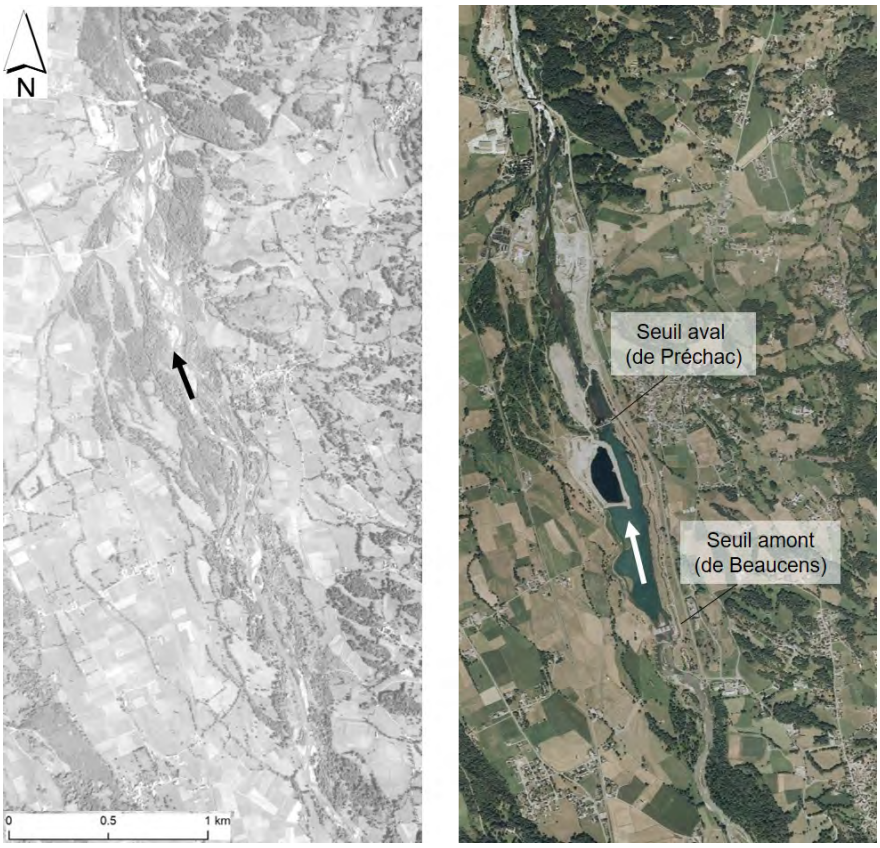


FIGURE 2.14 – Évolution du tronçon du Lac des Gaves avant le début des extractions de granulats en 1959 (à gauche) et un an avant la finalisation du projet de création de lac en 2001 (à droite). Les flèches représentent le sens de l'écoulement.

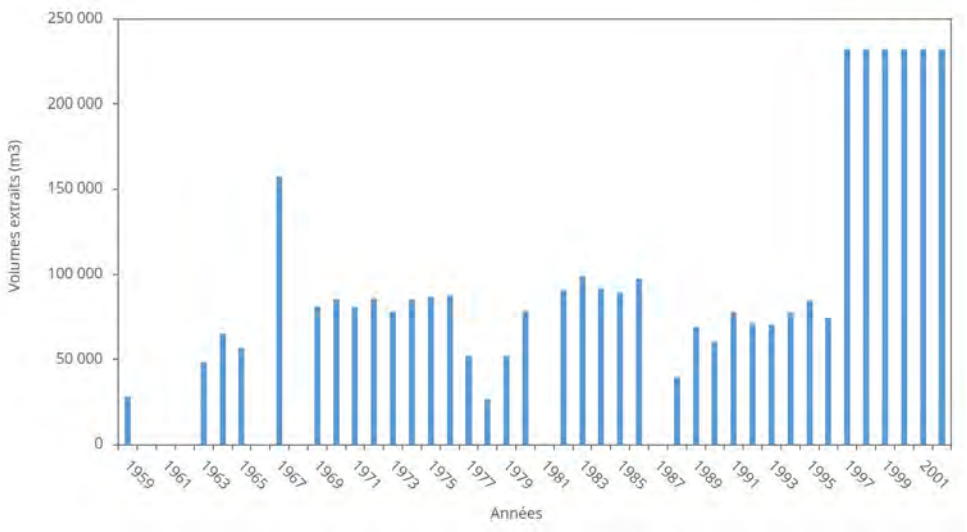


FIGURE 2.15 – Recensement des volumes de granulats extraits du tronçon du Lac des Gaves entre 1959 et 2002 (archives DREAL 65)

2.5.2.1 Période de 1959-1977

Aucune donnée d'extractions avant 1959 n'a été retrouvée. Il est toutefois, tout à fait possible que ces activités aient débuté bien avant sans qu'elles n'aient été déclarées. La quantification de ces prélèvements est impossible. Une moyenne d'environ 79 000 m^3/an de matériaux a été retirée du lit du Gave, sur le secteur du Lac durant cette période. De plus, nous n'avons pas réussi à retrouver la surface exacte exploitée durant cette période ni sa localisation précise. Ce n'est qu'en 1978, avec l'évolution de la réglementation sur les extractions de matériaux en rivière, qu'une demande officielle d'autorisation d'extractions en lit mineur est effectuée.

2.5.2.2 Période de 1977-1989

En 1977, on retrouve une demande d'extension de la ballastière [5], pour l'exploitation d'une superficie de 14 ha et une profondeur d'extraction de 5 m (Fig. 2.16). La durée demandée est de 15 ans et la demande est acceptée en 1978. Pour minimiser l'impact de la gravière, une étude a été effectuée à l'issue de laquelle l'installation d'un seuil (en enrochement d'une hauteur de trois mètres) est proposée en aval de la zone d'exploitation (entre 1978 et 1982) (Fig.2.16). Ce seuil est aujourd'hui connu sous le nom de seuil de Préchac ou seuil aval. L'objectif est de "neutraliser" l'érosion régressive pouvant être engendrée par les extractions des granulats (Centre Technique du Génie Rural des Eaux et Forêts).

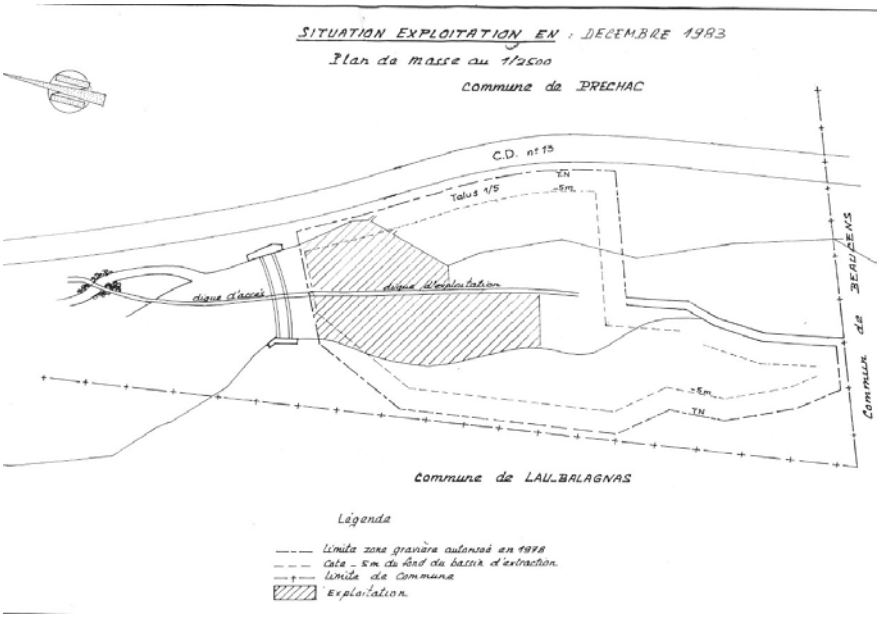


FIGURE 2.16 – Plan délimitant la surface d'extractions de matériaux suite à la limite autorisée en 1978 (archives DREAL 65).

Les matériaux extraits étaient des alluvions d'origine détritique composées de sables et de graviers provenant des bancs sédimentaires disponibles dans le lit du Gave. L'épaisseur moyenne d'extraction était de 2 à 5 mètres en fonction des crues du gave. Les extractions s'effectuaient à l'étiage avec un godet.

Des premières incidences ont pu être diagnostiquées par la Direction Interdépartementale de l'Industrie suite aux extractions/de granulats et la mise en place du seuil qui a suivi. En effet, les agriculteurs riverains commençaient déjà à rencontrer des difficultés d'approvisionnement en eau en lien avec l'abaissement de la nappe phréatique.

5. Ballastière : nom donné aux carrières de pierres

2.5.3 Le projet Lac des Gaves : 1989-2002

En 1978, l'effondrement du pont Wilson à Tours dû aux opérations de prélèvement de sables dans le lit de la Loire suscite une prise de conscience quant aux risques provoqués par les extractions. A la suite de cet événement, plusieurs décisions de l'État, ont tenu à limiter puis interdire carrément ces pratiques.

Les circulaires ministérielles de 1980 avaient déjà commencé à limiter les activités d'extractions dans les cours d'eau domaniaux. Cette limitation a été appuyée par la loi sur l'eau de 1992 qui précisait que "les extractions de matériaux dans le lit mineur des cours d'eau sont interdites. La réglementation autorise cependant les extractions "nécessaires à l'entretien dûment justifiées ou à l'aménagement d'un cours d'eau", qui sont alors considérées comme des "opérations de dragage". Enfin, un arrêté de l'État à part entière est venu consolider cette interdiction le 22 septembre 1994 à travers "l'interdiction de l'extraction de granulats dans le lit mineur compte tenu des conséquences graves pour l'environnement". Petit à petit les exploitants transfèrent leur activité vers le lit majeur.

Cette première mise en contexte a pour vocation d'expliquer pourquoi les opérations d'extractions sur le tronçon du lac des Gaves ont quand même perduré au delà de ces décisions législatives. Il se trouve que l'entreprise exploitante des granulats du Gave avait sollicité l'État pour une extension de sa gravière (01/09/1990) sur 15 ans à travers le creusement d'un plan d'eau à vocation récréative, permettant d'une part à l'entreprise d'assurer une transition douce pour ses employés au vu des pertes économiques engendrées par l'arrêt des extractions, et en même temps, de créer une zone touristique attractive promettant un développement économique et social à la vallée des gaves.

A l'origine, un projet de plan d'eau de : $25\ ha$ de surface, de $1\ 680\ m$ de longueur, avec deux seuils d'une hauteur de chute de $11.75\ m$, une profondeur de 5 à 6 mètres et un volume total à extraire de $1\ 700\ 000 m^3$ pour une durée de 15 ans était proposé. Toutefois, ce dernier a été refusé au vu de son ampleur et des dégâts importants qu'il risquait de créer d'un point de vue environnemental.

Une seconde proposition a été effectuée par l'entreprise exploitante sur la même base que le projet précédent mais avec des dimensions réduites au "minimum acceptable" (arrêté de l'État du 25 mars 1992). Ce second projet proposait un plan d'eau : d'une surface de $18\ ha$, une longueur de $1\ 035 m$, une hauteur du seuil amont à $6.50\ m$, une hauteur du seuil aval de $7\ m$, une durée d'extractions de 10 ans (1992-2002), une profondeur d'extractions de 7 m en moyenne et un volume total à extraire de $1\ 150\ 000 m^3$. Des mesures compensatoires environnementales ont été proposées dans cette seconde version du projet. En effet, pour combler l'incision provoquée par l'aménagement et les extractions, l'entreprise exploitante propose de mettre en place une grille de piégeage des matériaux grossiers en amont du seuil amont qu'ils viendraient curer régulièrement et déplacer vers l'aval du seuil de Préchac. Par ailleurs, le projet intègre la création d'une rivière artificielle en rive droite d'un débit de $2.9\ m^3.s^{-1}$ pour assurer la continuité piscicole et de navigation (kayak, raft).

Ce projet est alors accepté par la Direction Départementale de l'équipement qui considérait qu'il s'agissait de la seule justification possible à la continuation des extractions de matériaux en lit mineur, au vu des mesures compensatoires proposées et au développement socio-économique attendu. Le plan du projet et ses différentes phases sont présentés dans le plan Fig. 4.7.

Pour l'excavation du Lac des Gaves, on recense au total environ $1\ 771\ 133 m^3$ de matériaux extraits entre 1992 et 2002 contre les $1\ 150\ 000\ m^3$ annoncés (source : Archives de la DREAL). Ce projet a mené à la création du SIVOM (Syndicat Intercommunal à Vocation Multiple) du Lac des Gaves.

2.5.4 Incidences du projet Lac des Gaves

La localisation du plan d'eau du Lac des Gaves, à la confluence de deux rivières torrentielles à potentiel de transport sédimentaire non négligeable, en a fait un piège à matériaux très efficace. Il était évident que sa vocation de plan d'eau ou lac touristique n'allait pas être durable au gré des crues annuelles et exceptionnelles du gave sans curage de son lit. Le Lac des Gaves représentait donc une zone particulièrement intéressante

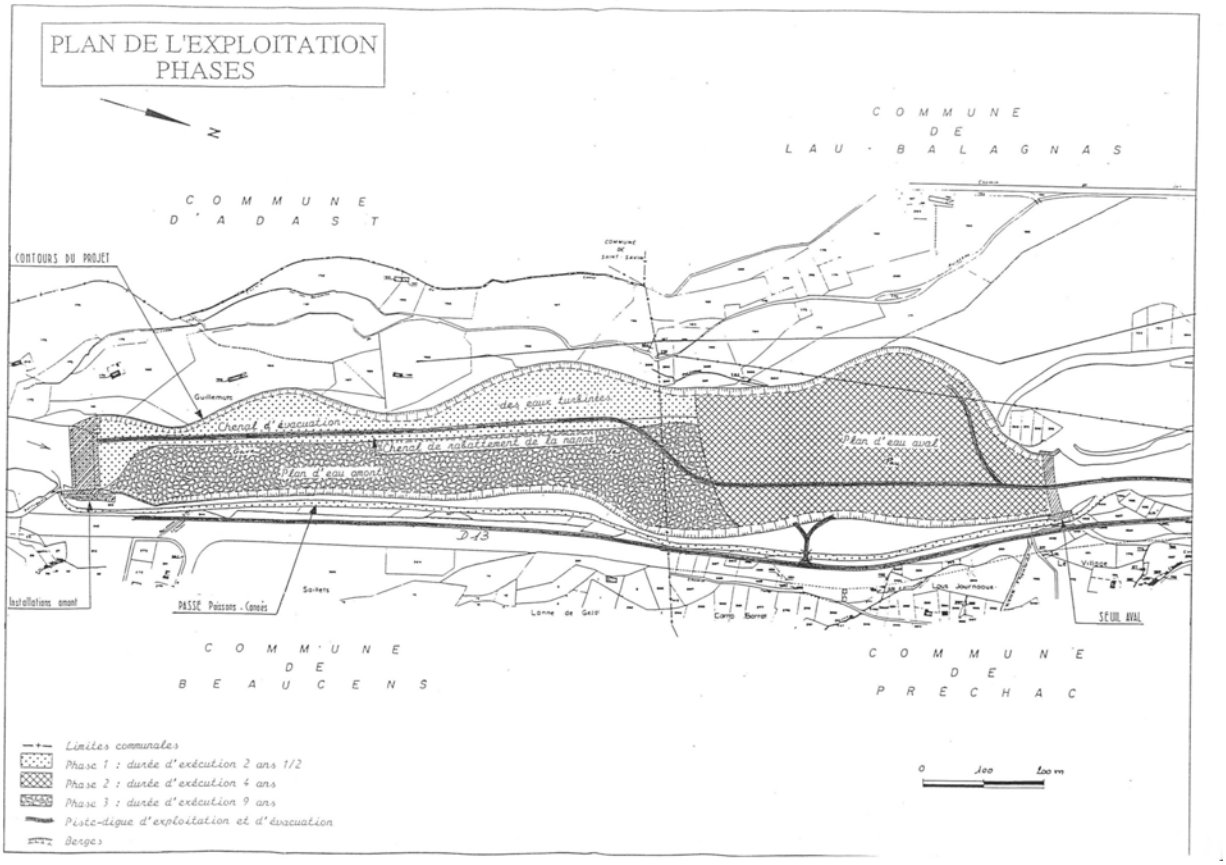


FIGURE 2.17 – Plan et phases d'exploitations du projet de création du plan d'eau du Lac des Gaves (source : archives de la DREAL 65).

pour l'exploitation des matériaux mais pas du tout appropriée à la création d'un lac. Certains connaisseurs de l'historique du tronçon (agriculteurs, services de l'état, pêcheurs), témoignent du début du comblement du Lac des Gaves dès les premières crues estivales annuelles dues à la fonte nivale (*communication personnelle*). Ceci est appuyé par la fréquence élevée des curages de matériaux au niveau de l'amont du seuil de Beaucens qui se sont révélés beaucoup trop coûteux au vu de la quantité de matériaux arrivant au Lac des Gaves.

On recueille également des témoignages attestant de l'inefficacité de la rivière artificielle. En effet, cette dernière atteignait très rarement le débit minimal imposé ($2.9\ m^3.s^{-1}$) ce qui, par conséquent, compliquait la circulation piscicole ainsi que la navigation, obligeant souvent les kayakistes à quitter leur embarcation au niveau du seuil de Beaucens, et à la transporter pour réembarquer en aval du seuil de Préchac. En aval, on observe une rétraction importante de la bande active (perte de 60% de sa surface) et une forte simplification du style fluvial, surtout au niveau du pont de Tilhos, connue pour être une ancienne zone de tressage du Gave de Pau.

Enfin, la crue exceptionnelle du 18 juin 2013 a mis en lumière toutes les modifications présentes au niveau du tronçon du Lac des Gaves à travers :

- le comblement du Lac des Gaves dans sa quasi-totalité ;
- l'engravement en amont et en aval du seuil de Beaucens (amont) quasi-transparent aujourd'hui ;
- l'engravement en amont du seuil de Préchac (aval) ;

- l'augmentation du niveau de la nappe au niveau du Lac des Gaves mais la baisse en aval ;
- la rupture de la continuité sédimentaire, piscicole et de navigation ;
- l'exhaussement du niveau du lit provoquant de sérieux risques d'avulsion au niveau du seuil de Beaucens (ce qui s'est produit lors de la crue de 2013).

C'est sur la base de cet événement exceptionnel que nous introduirons le cadre de recherche et nous positionnerons la problématique de ce projet dans le chapitre suivant.

2.5.5 Exploitation minière

La société minière et métallurgique de Peñarroya, avait obtenu la concession de Pierrefitte-Nestalas en janvier 1918 et l'a exploitée de 1941 à 1969. Au total environ 2 600 000 t de tout-venant, riches en plomb et zinc ont été extraits, 270 000 t de blende, 100 500 t de galène et 106 000 t de magnétite ont été produits. Après la cessation des activités minières, il subsistait sur la concession, de nombreux excavions, dépôts, équipements et rejets pouvant, dans certains cas, être dangereux que ça soit d'un point de vue humain ou environnemental. Aujourd'hui, ces résidus métalliques sont soupçonnés s'accumuler dans les êtres vivants (poissons, mousses, invertébrés) ou se fixent dans la fraction fine du stock alluvial (sédiments du type : argile, limon). Ces sédiments sont aujourd'hui, pour la plupart, supposés être stockés au sein du Lac des Gaves. Ce dernier est situé à environ 5 km en aval de l'ancien site d'exploitation minière (Fig. 2.18).

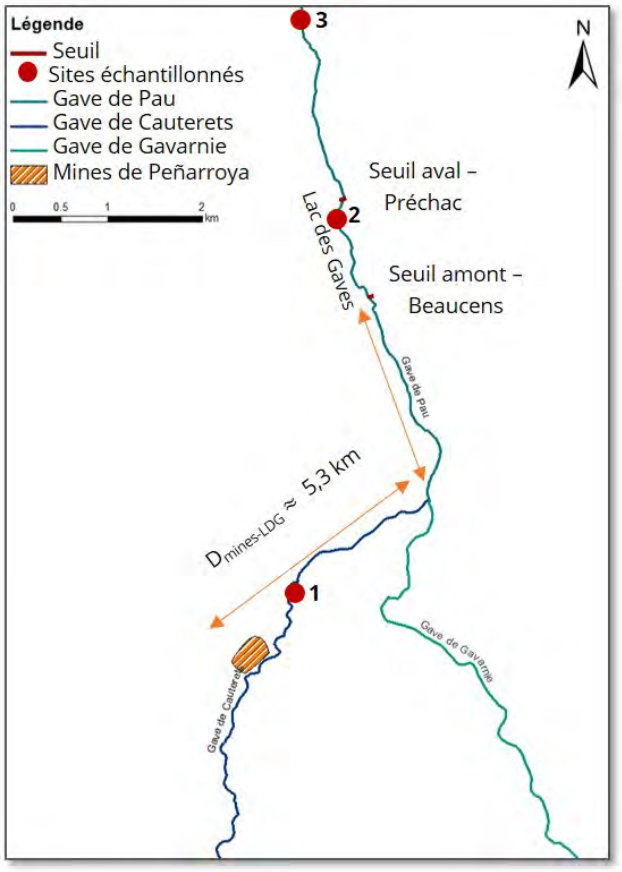


FIGURE 2.18 – Situation des mines de Peñarroya par rapport au Lac des Gaves. Localisation des sites échantillonnés pour la mesure de la qualité physico-chimique des sédiments

Les analyses de la qualité physico-chimique réalisées en 2017, mettent en évidence des dépassements pour les valeurs relativement aux seuils de qualité S1 (Table 2.3) sur la fraction sédimentaire inférieure à 2 mm (version consolidée au 22 juillet 2018 de l'Arrêté du 9 août 2006).

TABLE 2.3 – Niveaux relatifs aux éléments et composés traces

Paramètres	Niveau S1 (mg/kg)
Arsenic	30
Cadmium	2
Chrome	150
Cuivre	100
Mercure	1
Nickel	50
Plomb	100
Zinc	300
PCB[1] Totaux	0.68
HAP[2] Totaux	22 800

[1] Polychlorobiphényles
[2] Hydrocarbures Aromatiques Polycycliques

Ces dépassements ont été observés essentiellement pour les métaux, et en particulier pour le Zinc sur tous les sites échantillonnés (Table 2.4). Par conséquent, les mesures de restauration envisagées, libérant éventuellement les matériaux stockés dans le Lac des Gaves, devront prendre en considération cette information au vu du risque de contamination du secteur aval.

TABLE 2.4 – Synthèse des résultats des analyses chimiques sur les sédiments des sites échantillonnés

Site	Nombre d'échantillons	Arsenic		Cadmium		Plomb		Zinc	
		Nombre de dépassements	Taux (mg/kg)	Nombre de dépassements	Taux (mg/kg)	Nombre de dépassements	Taux (mg/kg)	Nombre de dépassements	Taux (mg/kg)
1	6	3	418	2	3.21	3	279	6	1260
2	19	2	329	-	-	1	162	7	329
3	3	-	-	-	-	1	142	1	518

CHAPITRE 3

Cadre de recherche

> *Ne laisse aucune pierre non retournée.*
>
> Euripide, *-480 av J-C -406 av. J-C*

Sommaire

3.1 Introduction 93
3.2 La crue du 18 juin 2013 93
3.2.1 Explication du phénomène hydro-météorologique 93
3.2.2 Dégâts observés 96
3.3 Crues passées 96
3.4 Questionnement scientifique 99
3.5 Contexte opérationnel du projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves 100
3.5.1 Enjeux du projet 100
3.5.2 Problématique et objectifs 101
3.5.3 Démarche méthodologique 102

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons le cadre méthodologique dans lequel ce travail de recherche a été développé. Ce dernier est articulé de la manière suivante : nous commençons par introduire la crue du 18 juin 2013 qui a déclenché de nombreuses études dans les Hautes-Pyrénées, dont la nôtre ; ensuite nous présenterons les principaux questionnements scientifiques pour enfin conclure sur la démarche méthodologique considérée pour répondre à ces questions. Ce dernier chapitre clôture cette première partie introductive.

3.2 La crue du 18 juin 2013

A l'image de plusieurs projets de recherche (Blanpied, 2019) et d'ingénierie (IDEALP, 2014; PLVG, 2015a; SUEZConsulting, 2019), ce travail de thèse a été initié par la crue exceptionnelle des 18 et 19 juin 2013 qui a très fortement impacté toutes les Pyrénées centrales.

3.2.1 Explication du phénomène hydro-météorologique

3.2.1.1 La crue d'octobre 2012

D'un point de vue chronologique, la crue des 18 et 19 juin 2013 a été précédée quelques mois plus tôt (octobre 2012) d'un autre événement important qui a contribué de manière non négligeable à l'amplification

des phénomènes. En effet, d'abondantes précipitations issues d'un flux de sud ont été observées en octobre 2012 en 48h sur les crêtes frontalières, au niveau de la partie amont du bassin versant. 223 mm ont été enregistrés sur Gavarnie, 133 mm sur Cauterets et 100 mm sur Barèges, ce qui a fait réagir les Gaves de Cauterets et de Gavarnie ainsi que le torrent du Bastan. Les cumuls observés durant l'événement de 2012 sont nettement plus importants que ceux de juin 2013. Des dégâts ont déjà été observés au niveau des villes de Lourdes (hôtellerie et domaine des sanctuaires) et de Cauterets (Fig. 3.1).

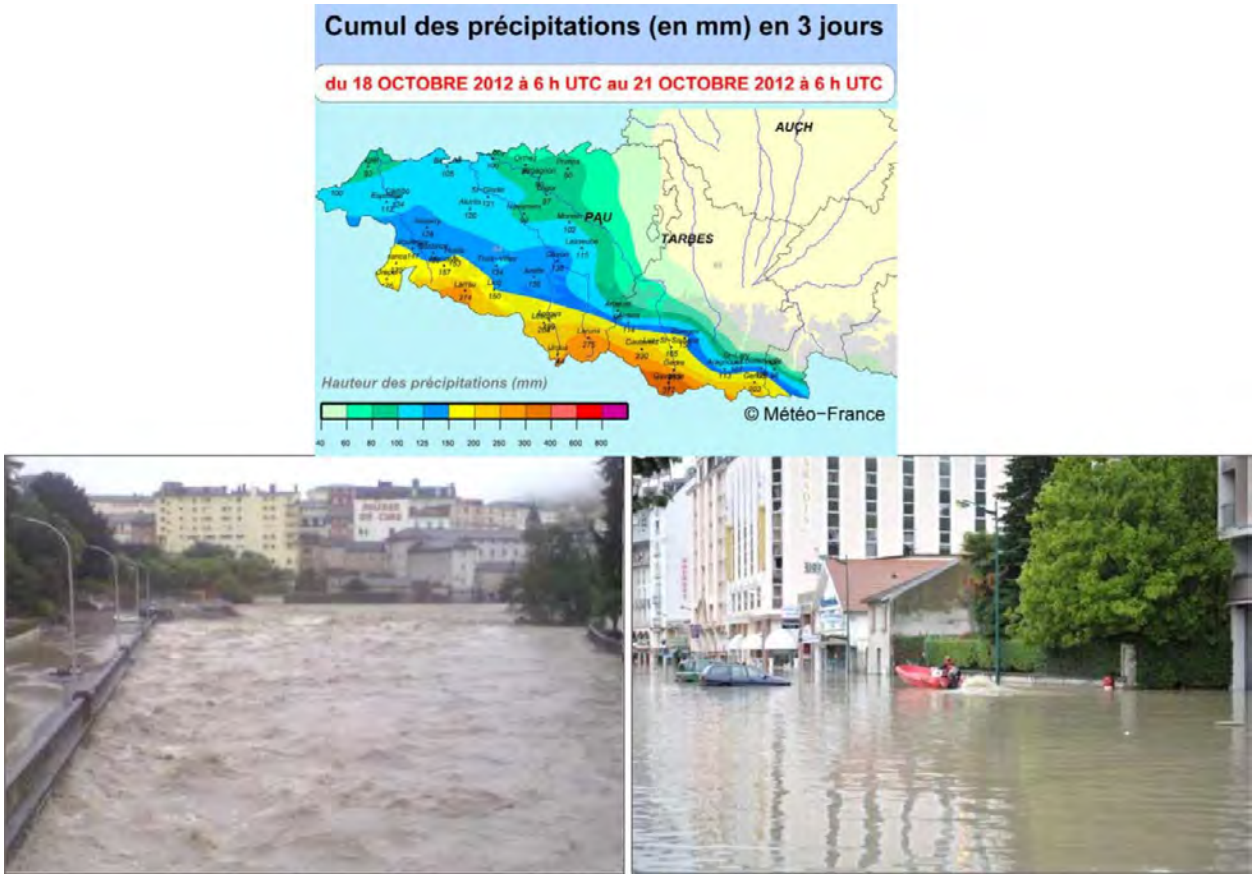


FIGURE 3.1 – Cumul pluviométrique sur trois jours entre le 18 octobre 2012 6h UTC et le 21 octobre 2012 6h UTC sur la chaîne pyrénéenne (max. 372 mm sur Gavarnie) (source : Météo France *in* Géodiag (2014)). Photographies des dégâts de la crue de 2012 sur le quai Saint Jean à gauche et à droite sur l'avenue Paradis (source : Ville de Lourdes).

3.2.1.2 La crue de juin 2013

L'hiver 2012-2013 a été particulièrement froid et de très importantes chutes de neige ont été recensées même à très basses altitudes. Une épaisseur de manteau neigeux de plus de 10 m (Fig.3.2) est observée au delà des 2000 mètres d'altitude, à l'origine du déclenchement de nombreuses avalanches. Le printemps a été particulièrement froid au cours de cette année au vu des températures très basses observées retardant l'activation de la fonte nivale. Quelques semaines avant l'événement majeur de juin 2013, des précipitations abondantes ont été observées dans les zones de piémont et des chutes de neige importantes en montagne, non loin de la frontière franco-espagnole (Fig.3.3). Le débit de base de plupart des cours d'eau était déjà caractéristique d'un débit de crue. Les jours suivants ont été marqués par une augmentation brutale de la température causée par un flux de sud ce qui a provoqué une fonte nivale rapide et soutenue. Ce flux de sud

s'est ensuite transformé en flux d'ouest/nord-ouest, à l'origine de précipitations abondantes. Enfin, au cours de l'événement (17-18-19 juin 2013), d'importantes précipitations ont été enregistrées à l'échelle de tout le bassin versant. On mesure entre 50 et 150 mm de précipitations cumulées sur 48h. Cette pluie a ruisselé quasiment intégralement sur un sol déjà saturé et s'est dirigée vers les cours d'eau du réseau hydrographique en crue du fait des fontes nivales des jours précédents. C'est la concomitance de tous les phénomènes décrits qui a généré la crue de juin 2013 telle que nous la connaissons aujourd'hui.



FIGURE 3.2 – Manteau neigeux sur le col du Tourmalet, début juin 2013 (source : (Géodiag, 2014))

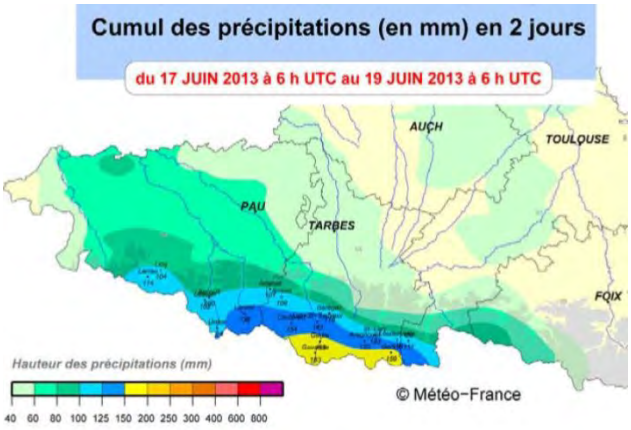


FIGURE 3.3 – Cumul pluviométrique sur deux jours du 17 juin 2013 6h UTC au 19 juin 2013 à 6h UTC sur la chaîne pyrénéenne (max. 183 mm sur Gavarnie) (source : Météo France *in* Géodiag (2014))

Le débit de cet événement exceptionnel était proche de celui d'une crue centennale sur le Gave de Pau (SUEZConsulting, 2019). Il est difficile de dissocier les deux événements de 2012 et 2013. En effet, la crue d'octobre 2012 a fortement participé à l'amplification du phénomène de 2013 à travers un premier travail de déstabilisation du lit et des berges des différents cours d'eau couplé à une contribution non négligeable à la saturation des sols étant donné les précipitations abondantes enregistrées. Dans ce manuscrit, nous faisons référence aux effets combinés de ces deux événements lorsque la crue du 18 juin 2013 est évoquée.

3.2.2 Dégâts observés

Plusieurs dégâts matériels et humains ont été recensés à l'issue de cet événement majeur (Fig .3.4. Deux personnes ont perdu la vie entre Luz-Saint-Sauveur et Pierrefitte-Nestalas. Les dégâts matériels les plus spectaculaires ont été observés au niveau du torrent du Bastan qui, sur son linéaire, a détruit de nombreuses habitations et les routes d'accès entre Barèges et Luz-Saint-Sauveur. Sur le bassin versant du Gave de Cauterets, plusieurs habitations et routes ont également été emportées. Plus en aval, au niveau de son cône de déjection, le Gave de Cauterets a contourné le pont interzone au niveau de la commue de Pierrefitte-Soulom pour inonder la plaine en rive gauche.

Sur l'aval, la commune de Lourdes a vu près de 20% de sa capacité hôtelière directement impactée par la crue (47 hôtels) sans oublier les dégâts observés sur 26 commerces et une dizaine d'habitations (PLVG, 2015a). On estime le montant des dégâts à l'échelle du bassin versant à environ 150 millions d'euros avec une part importante (estimée à environ 40%) dans les sous-bassins versants amont (Gave de Gavarnie, Bastan).

Par ailleurs, de nombreuses exploitations agricoles ont vu la superficie de leurs terres cultivables diminuer sous l'effet des élargissements de bandes actives observés sur la plupart des cours d'eau.

3.3 Crues passées

La crue de juin 2013 a montré le fort potentiel de réactivité des sous-bassins versants du Gave de Pau amont à un événement exceptionnel, et les différents impacts (naturels, socio-économiques) qui peuvent en résulter. Cette crue, qui a marqué les esprits des gestionnaires et de la population riveraine, a soulevé plusieurs questions qui ont initié les différents projets post-crue menés. Cet événement survient suite à une longue période de calme hydrologique lors de la seconde moitié du XXème siècle. On l'associe, par son emprise et son intensité, aux crues historiques majeures observées à la fin du PÂG (fin du XIXème, début du XXème siècle) (Antoine, 2009, 2011). Dans cette partie, nous tentons d'analyser succinctement ces événements passés pour essayer de comprendre l'évolution des différents contextes (climatique, socio-économique, etc.), et ainsi, situer la période hydrologique actuelle dans laquelle nous nous trouvons afin de mieux anticiper des phénomènes d'ampleurs similaires. Les événements marquants des XIXème et XXème siècles sont résumés dans la figure (Fig. 3.5).

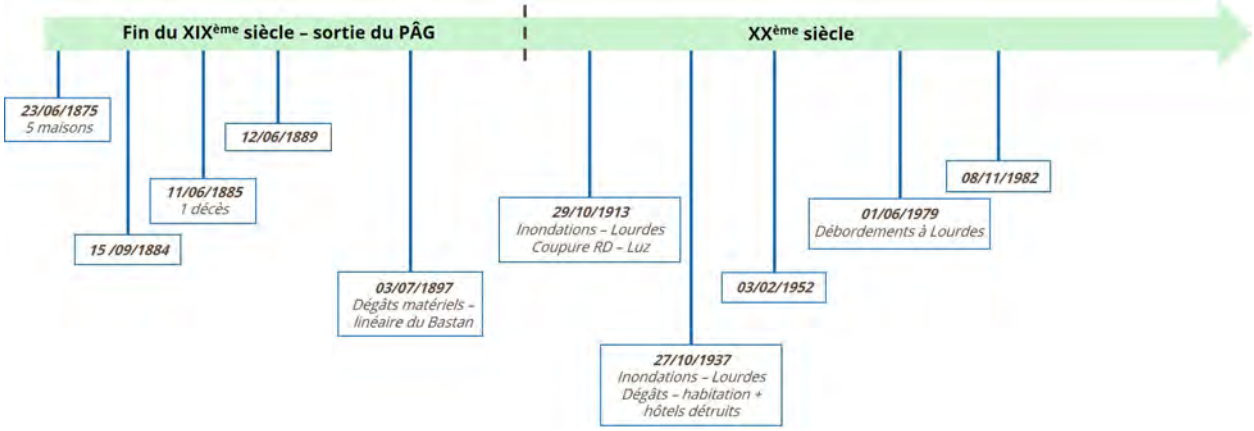


FIGURE 3.5 – Chronologie des événements majeurs recensés au cours du XIXème et du XXème siècle.

A la fin du PÂG, cinq crues importantes se sont succédées sur le bassin versant du Gave de Pau.

La crue du **23 juin 1875** a été à l'origine de la destruction de 5 maisons sur la commune d'Arrens-Marsous (sous-bassin versant du Gave d'Azun). Se succèdent ensuite trois crues, le **15 septembre 1884**, le **11 juin**

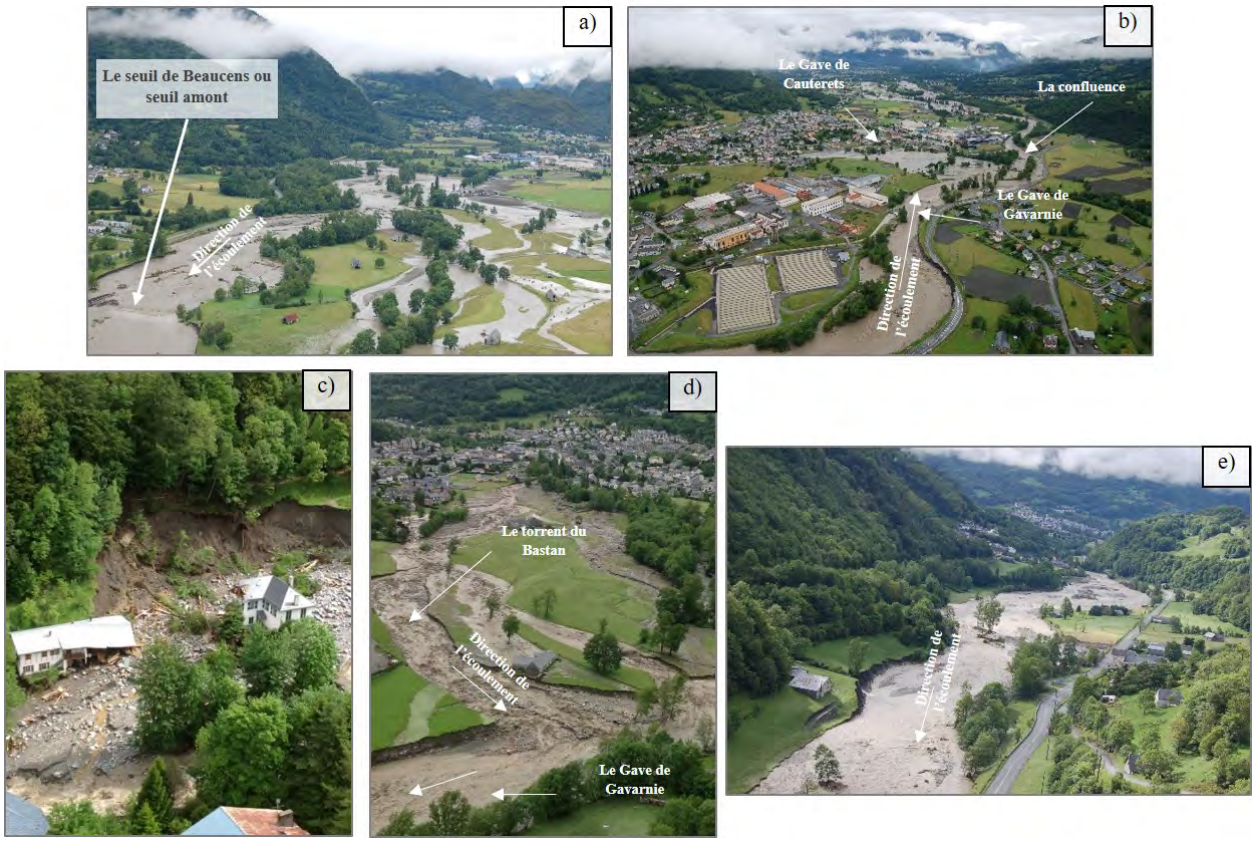


FIGURE 3.4 – Quelques exemples des dégâts causés par la crue de juin 2013 sur différents cours d'eau du bassin versant. a) La partie amont du Lac des Gaves pendant la crue. Cette photographie illustre l'avulsion qui s'est produite ; un nouveau chenal a été créé sur la plaine d'Adast (rive gauche) qui s'est retrouvée en dessous du niveau du lit exhaussé. Vue vers l'amont ; b) les Gaves de Gavarnie et de Cauterets à leur confluence. Durant l'événement, l'érosion de la rive droite du Gave de Gavarnie a détruit la route départementale permettant l'accès aux villages de Pierrefitte-Soulom qui étaient eux même inondés par le Gave de Cauterets ; c) érosions importantes et destruction de bâtiments situés dans le lit mineur du Bastan ; d) le torrent du Bastan à sa confluence avec le Gave de Gavarnie. Cette photographie illustre l'activité morphologique importante engagée durant l'événement ; e) le Gave de Gavarnie au niveau de la plaine de Saligos, immédiatement après sa confluence avec le Bastan. Des érosions significatives ont été observées à cet endroit. (sources : RTM, DDT65, PLVG)

1885 et le **12 juin 1889**. L'événement le plus important des trois est celui de 1885 au cours duquel une personne est décédée sur la commune de Luz-Saint-Sauveur (sous-bassin versant du Gave de Gavarnie). Le débit estimé au niveau de Lourdes est d'environ 520 m^3/s (PLVG, 2015a).

Sur le Bastan, la crue de référence est celle du **3 juillet 1897** à laquelle on compare très souvent la crue du 18 juin 2013, pour les dégâts générés, le fort transport solide et le regain d'espace de mobilité observés. La ville de Barèges a particulièrement été impactée par cet événement (Fig. 3.6).

Le Gave de Pau, jusqu'en aval de Lourdes a également subi les ravages de cet événement où l'on retrouve un repère de crue sur la commune de Saint-Pé-de-Bigorre (Fig. 3.7). On estime le débit à Lourdes lors de cette crue à 400 m^3/s (PLVG, 2015a).



FIGURE 3.6 – Barèges suite à l'événement du 3 juillet 1897 (source : http ://inondations.loucrup65.fr).



FIGURE 3.7 – Repère de la crue de 1897 à Saint-Pé-de-Bigorre (d'après PLVG (2015a))

On recense 5 crues historiques sur l'ensemble du bassin versant du Gave de Pau amont au cours du XXème siècle. La première est celle du **29 octobre 1913** qui provoqua l'inondation d'habitations et de caves sur la commune de Lourdes. Par ailleurs, la route départementale a été coupée au niveau de Saligos et une digue a été emportée sur la commune de Luz-Saint-Sauveur (sous-bassin versant du Gave de Gavarnie).

Toutefois, la crue la plus marquante de ce siècle est celle du **27 octobre 1937**. Selon les témoignages, les niveaux atteints à Lourdes n'avaient jamais été observés auparavant (Fig. 3.8). Le débit à Lourdes est estimé entre 700 et 900 m^3/s. Les habitations et hôtels de la ville de Lourdes ont été sérieusement impactés. Un fort travail de la bande active et de l'espace de mobilité du Gave de Pau a été observé entre les communes de Villelongue et Lourdes. On estime qu'il s'agit d'une crue centennale (SUEZConsulting, 2019).

Le Gave de Pau à Lourdes atteint le **3 février 1952** un débit de 450 m^3/s caractéristique d'une période de retour d'environ 10 ans (SUEZConsulting, 2019). Ce pic de débit est généré par des précipitations très importantes, générées par un flux d'ouest/nord-ouest, qui se sont abattues sur un grand quart du Sud-Ouest de la France (PLVG, 2015a).

Le **1er juin 1979** le Gave de Pau déborde encore une fois dans le centre de Lourdes inondant le domaine



FIGURE 3.8 – Inondation de Lourdes suite à la crue de 1937 (source : http ://inondations.loucrup65.fr)

des sanctuaires (Fig. 3.9).



FIGURE 3.9 – Le domaine des sanctuaires à Lourdes sous les eaux de la crue de 1979 (source : http ://inondations.loucrup65.fr)

Enfin, entre les **8 et 9 novembre 1982**, on recense entre 60 et 200 mm de précipitations entre les communes d'Argelès-Gazost et de Gavarnie. Le débit du Gave de Pau atteint alors $410\ m^3/s$ à Saint-Pé-de-Bigorre.

3.4 Questionnement scientifique

La rétrospective des crues passées jusqu'à l'événement de 2013 amène à un certain nombre de questions. Il est clair que cette crue se produit dans un contexte climatique et socio-économique bien différent des crues de la fin du PÂG. En effet, le chapitre 1 avait abordé le contexte général du reboisement des versants, dans lequel se positionnait la plupart des bassins versants français dont celui du Gave de Pau amont, qui n'avait pas préparé le déclenchement d'un événement d'une intensité pareille. Avant la crue du 18 juin 2013, on considérait que le bassin versant du Gave de Pau amont possédait une dynamique torrentielle limitée avec des berges plutôt stables et des cours d'eau majoritairement contraints.

Ainsi, ces premières connaissances donnent suite à un certain nombre de questions :

- Quels mécanismes interviennent lors de la crue du 18 juin 2013, à l'origine des dégâts observés ?
- D'où proviennent les matériaux en quantité massive ?

A l'opposé des crues passées, les premières observations effectuées tendent à inscrire la crue de 2013 dans une dynamique de destockage sédimentaire de fond de vallée plutôt que dans une réactivation des têtes de bassins versants (Blanpied, 2019). Par conséquent, d'autres questions concernant l'évolution de la dynamique du système étudié sont soulevées :

- Comment la connectivité sédimentaire a-t-elle évolué depuis la fin du PÂG sur le bassin versant du Gave de Pau ?
- Avons-nous atteint une nouvelle période hydrogéomorphologique, nécessitant un ajustement des techniques de gestion des cours d'eau du bassin versant ?

Ces observations, fluctuations et questionnements, compliquent les projets de restauration, nécessitant une bonne compréhension des processus en vue de limiter des mesures correctives, souvent très coûteuses. C'est le cas du projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves, dont plusieurs dysfonctionnements ont justement été mis en avant par la crue du 18 juin 2013. Ce tronçon, dans sa configuration actuelle, présente plusieurs altérations pouvant mettre en danger les enjeux avoisinants. La restauration de ce tronçon, suscite donc un certain nombre de questionnements :

- Quel état de référence retenir ?
- Quels sont les différents forçages (anthropiques et naturels) ayant conduit à cette situation ?
- A quelle échelle se positionner pour la restauration d'un tronçon de rivière ?
- Quels objectifs de restauration cibler en termes de processus hydromorphologiques, de qualité écologique et de besoins de la société ? Quels paramètres retenir ? Quelles sont les incertitudes associées ?
- Comment pouvons-nous évaluer leur pertinence au vu des évolutions de contexte hydrogéomorphologique ?

Enfin, les dernières questions soulevées concernent la manière d'aborder ce projet de recherche étant donné sa pluridisciplinarité :

- Quels sont les différents paramètres, méthodes et domaines scientifiques impliqués dans les projets de restauration des rivières de montagne ?
- Quelle est la contribution de chaque méthode ?
- Comment intégrer l'avis des communautés non scientifiques (ou parties prenantes), possédant des connaissances précieuses sur le terrain d'étude, dans la définition des objectifs de restauration ?

3.5 Contexte opérationnel du projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves

3.5.1 Enjeux du projet

La restauration des cours d'eau de montagne ainsi que l'évolution du contexte hydro-sédimentaire et des facteurs de contrôle associés (climat, modification des usages de sol, reboisement, anthropisation, etc.) ont été amplement étudiées dans les Alpes à l'échelle de grands bassins versants *e.g* massif du Diois et des Baronnies

(Liébault, 2003), vallée de Chamonix-Mont-Blanc (Berthet, 2016), Valais Suisse (Bollschweiler, 2007), etc. Toutefois, les cours d'eau pyrénéens restent très peu documentés et les connaissances concernant leur dynamique torrentielle sont limitées (Blanpied, 2019). Pour autant, les problématiques observées récemment, et les trajectoires d'évolution documentées tendent à montrer des changements allant sur la même tendance.

Le Programme d'Action et de Prévention des Inondations (PAPI) et la crue de juin 2013 ont été les initiateurs du projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves. Ce projet de recherche est porté par le Pôle d'Equilibre Territorial et Rural (PETR) Pays de Lourdes et des Vallées des Gaves (PLVG) et bénéficie des financements de l'État, de la région Occitanie Pyrénées Méditerranée, de l'Agence de l'Eau Adour Garonne (AEAG) et de l'Association Nationale de Recherche et Technologies (ANRT). L'objectif principal de ce projet est d'apporter des connaissances interdisciplinaires concernant l'évolution de la dynamique du bassin versant du Gave de Pau amont, pré et post-crue de 2013. Cette première réponse, devrait permettre aux gestionnaires des cours d'eau du bassin versant, de comprendre comment cette dynamique impacte le tronçon du Lac des Gaves et d'orienter leur prise de décision quant à la solution de restauration à y déployer.

L'encadrement de ce projet de recherche met justement en avant son caractère interdisciplinaire. Il est constitué de :

- l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (IMFT), apportant un appui scientifique sur la modélisation numérique hydrologique et hydraulique du système ;
- le Laboratoire Génie de Production (LGP) de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tarbes (ENIT), intervenant sur le volet risques et la modélisation participative intégrant les parties prenantes de ce projet ;
- l'Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (IRSTEA), apportant un appui scientifique sur la qualification de la dynamique sédimentaire des sous-bassins versants amont.

3.5.2 Problématique et objectifs

Ce travail de recherche a l'ambition d'aborder, sous une approche globale et systémique, un projet de restauration d'un tronçon de rivière de montagne. La démarche méthodologique adoptée se veut pluridisciplinaire. En effet, nous tentons de qualifier la dynamique du système sous différents angles et différentes échelles, nécessitant l'intervention de domaines scientifiques variés (hydrologie, hydraulique, géomorphologie, risques). Cette démarche a été initiée par les retours d'expérience des premiers projets de restauration menés durant ces 50 dernières années (Wohl et al., 2015b), conseillant vivement de prendre suffisamment de hauteur, pour aborder un projet de restauration de rivière. Les enseignements tirés de ces premières études scientifiques ont mené à l'établissement des objectifs suivants :

- Comprendre les évolutions du tronçon du Lac des Gaves et du système torrentiel en amont. Il s'agit de positionner les effets de la crue du 18 juin 2013 au regard des précédents événements afin d'identifier les différents forçages (anthropiques et naturels) ayant conduit au contexte hydro-sédimentaire actuel ;
- Comprendre et quantifier le comportement des flux liquides et solides provenant des sous-bassins versants amont et s'écoulant à travers le tronçon du Lac des Gaves. L'objectif est d'appréhender leur rôle sous les angles hydrologique à l'échelle du bassin versant, hydraulique à l'échelle du tronçon, et hydro-sédimentaire aux deux échelles. Les réponses attendues devraient nous permettre de comprendre comment ces derniers agissent pour remodeler les milieux physiques étudiés et fixer des ordres de grandeur ;
- Le projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves suscite vivement l'intérêt des différentes parties prenantes des vallées des Gaves. En effet, les enjeux sont multiples et une mesure de restauration

donnée peut impacter de manière non négligeable la sécurité des biens et des personnes, les différents aspects socio-économiques et la continuité écologique du système. Nos connaissances et compétences ne couvrent pas tous les aspects impliqués dans ce projet, ainsi, l'objectif est d'identifier les différentes parties prenantes pouvant les compléter et trouver un moyen de les impliquer et d'intégrer leur perception du problème à travers une approche participative.

3.5.3 Démarche méthodologique

Au vu de la diversité des objectifs fixés, des méthodes variées sont mobilisées pour approcher ce travail de recherche sous les différents angles qu'il aborde (la géomorphologie, l'hydrologie, l'hydraulique et les risques). La démarche méthodologique globale s'articule en quatre parties et celle-ci suit une logique d'emboîtement d'échelles (Fig. 3.10) :

- **A l'échelle du tronçon du Lac des Gaves**, nous tentons dans un premier temps de comprendre l'évolution, à travers une analyse diachronique, de ses unités morphologiques (bancs sédimentaires, bande active, chenal en eau et végétation) depuis la fin du PÂG jusqu'à aujourd'hui. Il est question d'identifier les causes des altérations afin de comprendre le fonctionnement du système fluvial étudié, en vue d'optimiser sa gestion actuelle et future. Pour comprendre la configuration des écoulements liquides et solides sur ce tronçon, une modélisation hydro-sédimentaire 2D est également mise en place. Cette démarche permet d'accéder à des données quantifiées, difficilement mesurables en crue sur le terrain, mais essentielles pour l'évaluation de différents scénarios de restauration ;

- **A l'échelle du bassin versant**, une modélisation hydrologique événementielle est envisagée. L'objectif est de reconstituer les hydrogrammes des crues caractéristiques identifiées, aux diverses zones d'intérêt du bassin versant du Gave de Pau (points d'entrée du système Lac des Gaves, profils de calculs du transport solide) ;

- **A l'échelle des sous-bassins versants amont**, il s'agissait d'identifier la période hydro-géomorphologique dans laquelle nous nous situons, dans l'objectif de définir la connectivité sédimentaire des bassins sources et par conséquent l'origine des matériaux. Des calculs de bilans sédimentaires sont également effectués, visant à identifier la quantité de matériaux pouvant arriver et transiter dans le système Lac des Gaves et par conséquent, potentiellement modifier sa morphologie ;

- Enfin, une approche **systémique globale** englobe cette démarche méthodologique, afin de compléter les connaissances physiques acquises grâce aux approches géomorphologique, expérimentale et mécaniste. En effet, les aspects socio-économiques et sécuritaires font partie intégrante du projet de restauration du Lac des Gaves, et conditionnent sa réussite. Une modélisation participative a donc été élaborée avec l'aide de parties prenantes identifiées sur plusieurs ateliers.

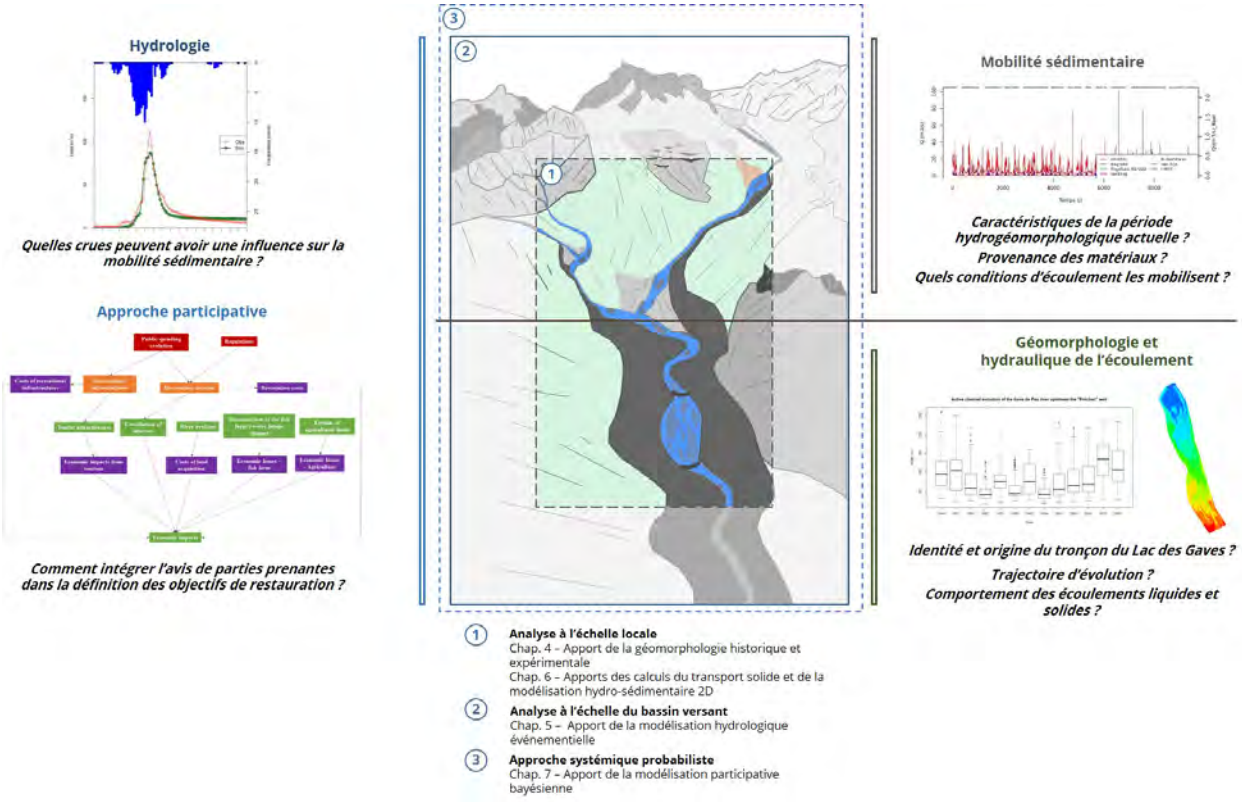


FIGURE 3.10 – Description schématique de l'organisation du manuscrit et principales questions abordées en fonction des différentes unités morphologiques du bassin versant du Gave de Pau.

Deuxième partie

Analyse de l’existant

CHAPITRE 4

Apport de la géomorphologie historique et expérimentale

> *Que de nuits magnifiques ou terribles, parfois même dramatiques, j'ai passées avec Packe sous des blocs de granit, au bruit des cataractes, ou sous de fiers sapins éclairés par la lune.*
>
> *Nous étions seuls.*

Comte Henry Russel, *Souvenirs d'un montagnard*, 1908

Sommaire

4.1 Introduction 108
4.1.1 Enjeux et questionnements induits par l'analyse historique 108
4.1.2 Enjeux et questionnements induits par les investigations terrain 108
4.1.3 Démarche méthodologique générale 110
4.2 Approche historique 110
4.2.1 Analyse de l'évolution planimétrique : Matériels et méthodes 110
4.2.2 Analyse de l'évolution verticale : Matériels et méthodes 120
4.3 Approche expérimentale : Matériels et méthodes 123
4.3.1 Préparation des investigations terrain 124
4.3.2 Échantillonnages granulométriques 125
4.3.3 Placettes colorées 125
4.3.4 Suivi topo-bathymétrique 127
4.3.5 Mesure du charriage 127
4.4 Résultats 129
4.4.1 Analyse historique planimétrique 129
4.4.2 Analyse historique verticale 141
4.4.3 Résultats de l'approche expérimentale 146
4.5 Discussion générale 156
4.5.1 Discussion sur les réponses de l'approche historique 156
4.5.2 Discussion sur les réponses de l'approche expérimentale 160

4.1 Introduction

4.1.1 Enjeux et questionnements induits par l'analyse historique

Les retours d'expérience de la plupart des projets de restauration de tronçons fluviaux dégradés, font ressortir l'importance d'une analyse rétrospective permettant d'identifier les causes des altérations observées, afin de mettre en évidence les différentes trajectoires de changement (Adam et al., 2007; Arnaud et al., 2014, 2015; Brierley et al., 2008; Lefort, 2018). Ce chapitre a pour objectif de caractériser la trajectoire temporelle d'évolution du tronçon du Lac des Gaves ainsi que de ses principaux affluents amont, depuis la fin du PÂG jusqu'à l'état connu actuellement. Il est question d'analyser les grands changements morphologiques face aux différents forçages exercés sur le système, à travers l'étude de ses évolutions verticale et planimétrique. Les réponses attendues de ce travail, concernent la qualification de la période hydro-géomorphologique actuelle dans laquelle se situent les systèmes étudiés, l'identification de l'origine des matériaux piégés aujourd'hui dans le Lac des Gaves, en particulier suite à la crue de juin 2013, et a définition des liens de causalité entre les forçages et les ajustements. Cette approche est particulièrement intéressante quand il s'agit de communiquer visuellement les résultats ce qui représente un réel atout pour notre projet, faisant intervenir de nombreuses parties prenantes d'horizons différents. La trajectoire d'évolution reconstituée, permet d'alimenter une première réflexion concernant les mesures les plus pertinentes à considérer pour la restauration du tronçon du Lac des Gaves ainsi que sa sensibilité à ces opérations.

4.1.2 Enjeux et questionnements induits par les investigations terrain

La deuxième approche abordée par ce chapitre concerne le suivi de la mobilité sédimentaire *in situ* sur la durée du projet de recherche (3 ans), avant et après les crues du bassin versant allant, dans notre cas, de la crue infra-annuelle à la décennale. Cette démarche expérimentale vient compléter l'analyse rétrospective pour qualifier la dynamique morphologique récente du bassin versant. L'importance des investigations terrain pour la compréhension de la dynamique sédimentaire, dans des perspectives de restauration de cours d'eau, est avérée, en particulier en terrains de montagne (Recking et al., 2013). En effet, dans ces terrains particuliers, le transport sédimentaire représente le principal volet d'intérêt pour les gestionnaires. Il se trouve que les cours d'eau de montagne sont les principaux contributeurs de matériaux aux systèmes aval, ce qui peut exposer les nombreux enjeux présents à des risques de dégâts élevés durant un épisode de crue (Badoux et al., 2014; Reid et al., 2007). La compréhension des phénomènes en lien avec le transport solide est donc particulièrement importante pour l'établissement d'un plan de prévention des inondations cohérent et la définition des mesures de restauration complètes et durables prenant en considération cette variable de contrôle (Kang and Yeo, 2015). Outre les enjeux sécuritaires, le transport solide et le débit liquide sont considérés comme étant les principaux vecteurs de bonnes conditions d'une rivière (Lane, 1955). Ils peuvent affecter de manière non négligeable les écosystèmes aquatiques et la stabilité des cours d'eau (Wohl et al., 2015b). Pour ces raisons, un projet de restauration de tronçon, doit forcément consacrer suffisamment de temps à la qualification et la quantification de ces deux variables et de leurs interactions.

4.1.2.1 Difficultés de mesure du transport solide

La quantification et la prédiction du transport solide, en particulier le charriage, dans les cours d'eau de montagne restent compliquées (Ryan and Troendle, 1997). Le transport par charriage, qui nous intéresse particulièrement dans ce travail, peut être très fortement variable (Vericat and Batalla, 2006) et sa mesure directe sur le terrain peut s'avérer difficile, ce qui représente l'un des principaux obstacles à la compréhension du transport solide des cours d'eau à granulométrie grossière et géomorphologie complexe (Recking, 2010). Au cours du siècle écoulé, plusieurs techniques de mesure ont été développées pour tenter de qualifier et de quantifier le transport par charriage sur le terrain. La difficulté de cette opération dans les cours d'eau

de montagne réside dans le fait que, le transport solide par charriage est initié, dans la plupart des cas, lors d'épisodes de crues suffisamment intenses pour solliciter les lits généralement plus stables qu'en rivières de plaines. La mesure est par conséquent difficile à programmer au vu des incertitudes concernant l'occurrence de ces événements, et la difficulté de manipulation des outils de mesure dans ces conditions ainsi que le danger. Par ailleurs, l'efficacité de ces instruments/techniques de mesure est complexe à évaluer, en particulier pour les prélèvements de sédiments charriés à l'aide d'échantillonneurs. En effet, cette analyse nécessiterait de comparer la quantité prélevée par l'instrument à la quantité réellement transitée sans sa présence, chose que l'on ignore (Recking, 2017). Aussi, l'une des grandes problématiques rencontrées dans les projets de restauration, concerne le fait que les mesures de transport solide sont souvent indisponibles en raison des efforts qu'elles mobilisent. Ceci conduit très souvent à déployer des mesures de restauration non adaptées, puisque le charriage n'est pas pris en compte, et qu'il représente l'une des principales variables conditionnant la morphologie d'un cours d'eau et par conséquent, la bonne réussite d'un projet de restauration.

L'estimation du charriage pourrait autrement être effectuée plus simplement à travers des prédictions par le calcul. Toutefois, au vu de toutes les difficultés citées précédemment concernant les mesures *in situ*, la plupart des formules de transport solide sont calibrées et validées sur des mesures de laboratoire, où les écoulements liquides et solides sont parfaitement maîtrisés mais non représentatifs de la réalité du terrain (Recking, 2010; Recking et al., 2013). Par ailleurs, en terrain de montagne, le choix d'un profil en travers adapté, où les équations de transport par charriage sont valides, n'est pas assez documenté et très incertain (Recking, 2012). Il est donc nécessaire d'acquérir une bonne connaissance du terrain d'étude afin de pouvoir être suffisamment critique quant aux résultats annoncés par une formule de transport solide donnée.

4.1.2.2 Origine des matériaux en terrains de montagne

Il est également particulièrement difficile d'identifier l'origine et le comportement du transport solide dans les cours d'eau de montagne (pente > 2-3%) pendant un événement de crue et très peu d'études sont disponibles à ce sujet (Misset, 2019). Les travaux scientifiques de Misset et al. (2020)menés sur la Séveraisse dans les Alpes, ont justement illustré cette difficulté et la nécessité de conduire des campagnes multi-mesures pour identifier la provenance des sédiments. En effet, les matériaux mobilisés peuvent être générés par processus de versants (*e.g.* glissements de terrain), par sollicitation du lit, et/ou par processus d'érosion de berges.

Même aujourd'hui, l'origine des sédiments et leur transfert reste une question critique pour la prévention des inondations. Pourtant, cette information est de première importance pour la restauration de tronçons de rivière et la conception d'infrastructures de protection, en mesure d'intercepter les matériaux provenant de l'amont (Liébault et al., 2010). Dans le cadre de ce travail de recherche, il nous semble important d'accorder suffisamment de temps à la compréhension de la provenance des matériaux pouvant, à terme, arriver dans Lac des Gaves et mettre en danger les enjeux présents.

4.1.2.3 Particularités morphologiques des cours d'eau de montagne

Les cours d'eau de montagne présentent généralement des morphologies de "step-pool" [1] (Grant et al., 1990; Recking, 2012) à granulométrie grossière connues pour être très stables durant de longues périodes. Toutefois, lorsque ces dernières cèdent, une quantité impressionnante de matériaux peut éventuellement être libérée et conduire à d'importants risques sécuritaires. La compréhension de la formation et de la destruction des step-pool est donc d'un grand intérêt pour les gestionnaires des rivières (Church and Zimmermann, 2007; Lenzi et al., 2003; Recking et al., 2012). Plusieurs études ont associé la déstabilisation des step-pool à une fourniture sédimentaire importante (Ashida et al., 1976; Recking et al., 2012; Warburton, 1992), et pour

1. Step-pool : morphologie de cours d'eau pouvant être rencontrée en terrain de montagne, caractéristique d'un cours d'eau stable présentant très peu de transport solide (Piton et al., 2016)

leur stabilisation après rupture, le cours d'eau doit traverser de longues périodes de déficit sédimentaire (Recking et al., 2012). Après la destruction d'un lit en step-pool à l'issue d'un événement extrême, le temps de récupération et le retour à une situation de déficit peuvent être très longs et incertains (Lenzi, 2001; Turowski et al., 2009). Ceci est dû à une fourniture sédimentaire continue provenant du lit déstabilisé l'empêchant de cette manière d'atteindre une situation de déficit et, par conséquent, de reformer une morphologie stable en step-pool. Au cours de cette période de réajustement, la mobilisation des matériaux en place peut se produire pour des conditions d'écoulement très faibles ce qui est représentatif d'un lit naturellement déstabilisé (exemple du torrent du Bastan sur notre bassin versant).

4.1.3 Démarche méthodologique générale

Au vu des faibles connaissances concernant le fonctionnement hydromorphologique sur le long-terme des bassins versants de montagne (stockage et relargage sur de longues échelles temporelles) ce chapitre a pour ambition de proposer des éléments de réponse, sur la base d'un cas pratique, à cette problématique préoccupant la communauté des géomorphologues et des gestionnaires des rivières depuis plusieurs années. Nous tentons de démêler les principaux mécanismes qui ont mené à la crue de juin 2013 et à la situation des cours d'eau post-crue à travers la combinaison d'une approche rétrospective (section 4.1.1) et de mesures simples sur le terrain pouvant très facilement être généralisées à d'autres bassins versants de montagne (section 4.1.2).

Dans notre cas, il s'agissait d'identifier dans un premier temps les principaux contributeurs à l'alimentation sédimentaire du tronçon du Lac des Gaves. Comme expliqué dans le chapitre 2, ce tronçon délimité par deux seuils, représente un piège à sédiments efficace, à l'origine de l'exhaussement du lit du Gave de Pau en amont du seuil de Préchac et, par conséquent, des risques d'avulsion vers la plaine d'Adast en rive gauche (zone urbaine et agricole). La prise en considération de l'évolution morphologique des cours d'eau amont et de leur dynamique sédimentaire est donc d'importance élevée car, avec le débit liquide, elle représente un des principaux facteurs conditionnant les conditions hydromorphologiques de ce tronçon.

Les évolutions des unités morphologiques de plusieurs tronçons de cours d'eau ont été examinées verticalement et horizontalement à travers la collecte d'informations provenant de photographies aériennes, de cartes et de données topo-bathymétriques de 1948 à 2019. L'analyse de ce jeu de données a été majoritairement effectué à l'aide d'un logiciel de Système d'Information Géographique (SIG, ESRI ArcMap v.10.2.2). En parallèle, un protocole de suivi de la mobilité sur le terrain a été développé sur la base : de placettes colorées, d'échantillonnages granulométriques, de suivi topo-bathymétrique et de mesures directes du transport solide pour l'analyse de la dynamique sédimentaire récente du bassin versant (Fig. 4.1).

4.2 Approche historique

4.2.1 Analyse de l'évolution planimétrique : Matériels et méthodes

Pour retracer la trajectoire hydromorphologique d'évolution du tronçon du Lac des Gaves et ses principaux affluents amont, des données de différentes sources ont été mobilisées : études locales, archives départementales, données des gestionnaires du bassin versant ainsi que des retours de communications personnelles avec les riverains et les principales parties prenantes. Comme expliqué dans le chapitre 2 présentant le cadre géographique, le Lac des Gaves a traversé des années d'extractions de matériaux, et se comporte aujourd'hui, depuis l'arrêt de ces pratiques, comme un piège efficace des matériaux provenant de l'amont. La compréhension de l'évolution de ce tronçon en particulier est d'une grande importance pour les gestionnaires du bassin versant, étant donné qu'il fait partie des tronçons prioritaires à restaurer au vu des enjeux implantés autour. Par ailleurs, au vu de sa configuration typique d'une plage de dépôt (involontaire), il constitue une source d'informations intéressante pour la validation de formules du transport solide.

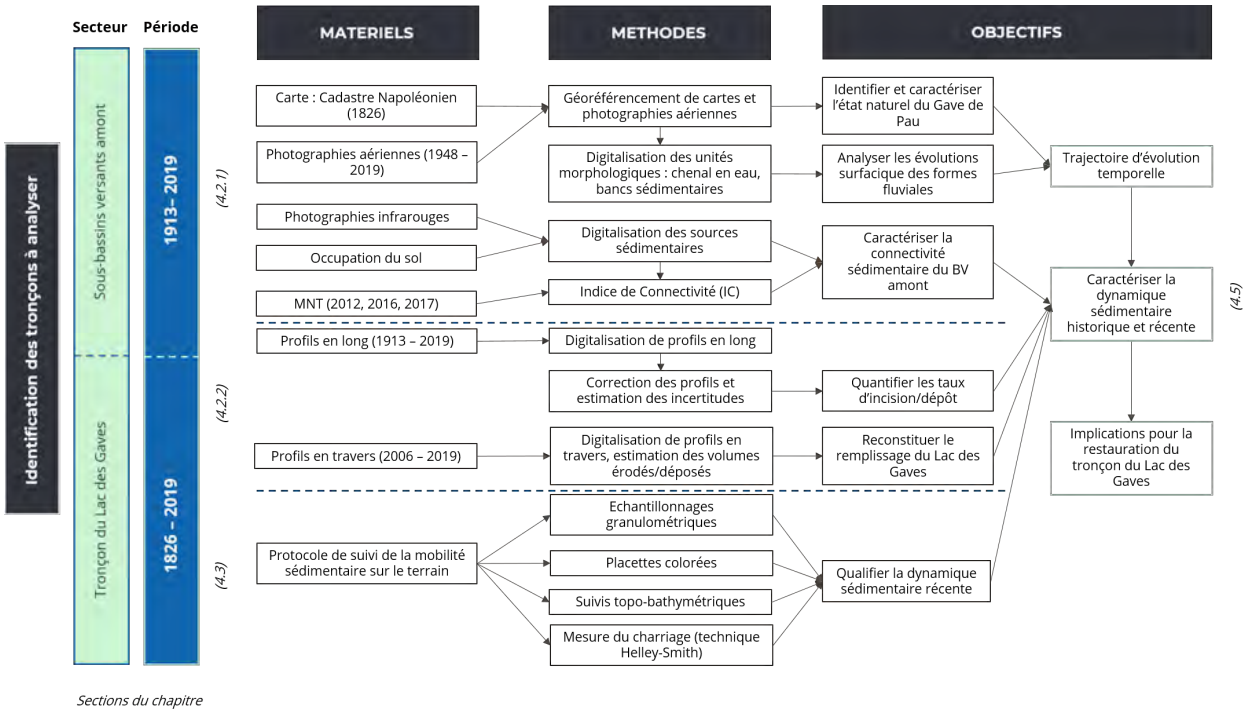


FIGURE 4.1 – Vue d'ensemble des matériels, méthodes et objectifs du chapitre 4

4.2.1.1 Emprise spatiale

L'analyse historique a été menée sur le tronçon du Lac des Gaves situé dans le lit mineur du Gave de Pau ainsi que ses principaux affluents amont (les Gaves de Cauterets, de Gavarnie et le torrent du Bastan) (Fig. 4.2). Les différentes caractéristiques des tronçons sélectionnés pour l'analyse historique sont présentées dans le tableau 4.1.

La bibliographie locale (Géodiag, 2014; IDEALP, 2014; Koulinski, 2012, 2014; PLVG, 2015a; Peteuil, 2004) ainsi que les communications personnelles avec les habitants des vallées des Gaves ayant vécu l'épisode de juin 2013 sous forme d'ateliers participatifs, ont permis de récolter des éléments d'observation précieux aidant à l'identification des principaux cours d'eau contributeurs à la fourniture sédimentaire. Ensuite, le choix des tronçons à évaluer en amont a été effectué de telle sorte qu'ils couvrent tout le linéaire des cours d'eau identifiés. Les zones de gorges ont été exclues au vu de leur comportement hydromorphologique particulier. En effet, ces secteurs sont réputés se comporter comme des "tubes" transportant l'eau et les sédiments avec très peu d'interactions avec le lit du cours d'eau (Piton, Guillaume et al., 2016; Recking et al., 2013). Par ailleurs, au vu de l'étroitesse du fond de vallée dans ces zones, la visibilité sur les photographies aériennes est très mauvaise et rend la détection du chenal impossible. Ainsi, la majorité des tronçons étudiés présentent des morphologies caractéristiques de zones alluviales, où les phénomènes de régulation du transport solide (érosion/dépôt) sont plus facilement détectables.

Sur le tronçon du Lac des Gaves, deux fonctionnements morphologiques distincts ont pu rapidement être détectés : en amont du seuil de Préchac, une tendance au dépôt de matériaux est observée présentant des phénomènes d'exhaussement du lit ; alors qu'en aval, une incision et une rétractation de la bande active généralisée est observée. Ce tronçon a donc volontairement été divisé en deux sous-tronçons pour les besoins de l'analyse historique.

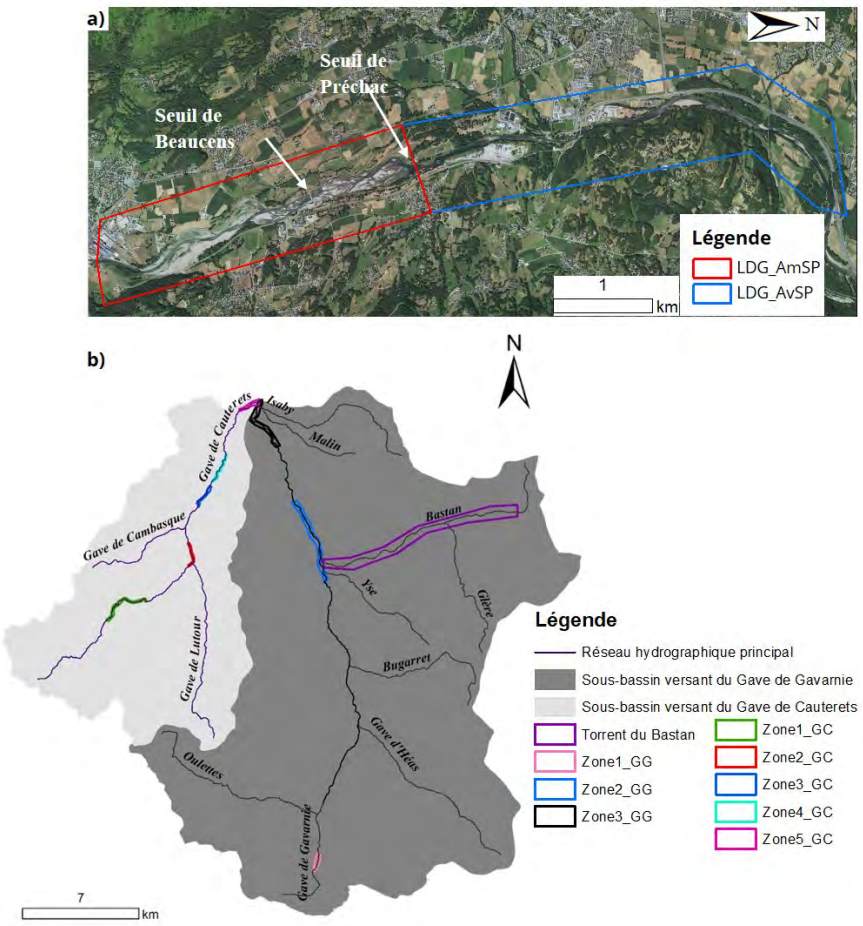


FIGURE 4.2 – Localisation des sites analysés a) sur le Gave de Pau au niveau du tronçon du Lac des Gaves : LDG_AmSP désigne le tronçon du Lac des Gaves en amont du seuil de Préchac et LDG_AvSP, le tronçon en aval ; b) au niveau des sous-bassins versants amont : GC désigne le Gave de Cauterets et GG le Gave de Gavarnie.

4.2.1.2 Emprise temporelle

L'emprise temporelle couverte par la plupart des cours d'eau amont va de 1948 à 2016. Nous avons décidé de remonter au plus loin pour pouvoir d'une part, qualifier la dynamique sédimentaire historique, après la crise climatique du PÂG et avant l'événement majeur de 2013, et, d'autre part, la dynamique récente post-crue correspondant au fonctionnement actuel du bassin versant. La plupart des données disponibles ont été exploitées pour cette analyse. Seules les photographies de mauvaise qualité ou présentant des défauts d'exposition au niveau des secteurs étudiés ont été écartées.

Le tronçon du Lac des Gaves est quant à lui analysé sur une période plus étendue allant de 1826 à 2019. Les données pour ce tronçon étaient plus nombreuses et plus facilement exploitables au vu de sa situation géographique en plaine avec un fond de vallée plus large, facilitant la détection des unités morphologiques.

Le détail des périodes couvertes pour l'analyse historique des tronçons considérés est présenté dans le tableau 4.2.

Le détail des données exploitées pour l'analyse historique est présenté dans la section suivante.

TABLE 4.1 – Description générale des tronçons sélectionnés pour l'analyse historique

Nom	Cours d'eau	Localisation	Pente (%)	Longueur (km)
Zone1_GG	Gave de Gavarnie (GG)	Cours supérieur, La Prade (PNP)	2.5	1.1
Zone2_GG	Gave de Gavarnie	Saligos – Confluence avec l'Yse et le Bastan	1.4	4.8
Zone3_GG	Gave de Gavarnie	Confluence avec le Gave de Cauterets	1.2	3.9
Bastan	Torrent du Bastan	Entre la station de ski de Tournaboup et la ville de Luz-Saint-Sauveur – Confluence avec le Gave de Gavarnie	9.5	19
Zone1_GC	Gave de Cauterets (GC)	Secteur du Marcadau, Parc Naturel des Pyrénées (PNP)	3.2	3.7
Zone2_GC	Gave de Cauterets	Secteur de la pisciculture de la Raillère	8	1.6
Zone3_GC	Gave de Cauterets	Plaine de Concé en aval immédiat de la ville de Cauterets	2.9	1.5
Zone4_GC	Gave de Cauterets	Zone où l'ancienne route départementale s'est effondrée lors de la crue de juin 2013	6.7	2.1
Zone5_GC	Gave de Cauterets	Confluence avec le Gave de Gavarnie	2.7	1.4
LDG_AmSP	Gave de Pau (GP)	Tronçon du Lac des Gaves (LDG) en amont du seuil de Préchac	0.7	3.6
LDG_AvSP	Gave de Pau	Tronçon du LDG en aval du seuil de Préchac Préchac weir	0.4	4.5

TABLE 4.2 – Période d'analyse couverte par tous les tronçons étudiés



4.2.1.3 Caractéristiques des données exploitées

Le cadastre Napoléonien datant de 1826, représente la plus vieille donnée que nous avons pu récupérer sur notre territoire. Le travail de géoréférencement a été effectué par Pyrénées Carthographie. Cette carte qualifie le Gave de Pau dans son état le plus naturel. La plupart des photographies aériennes de l'IGN (Tableau 4.2) ont été sélectionnées pour des conditions hydrologiques quasi-similaires (périodes d'étiage : juillet-septembre et novembre-février). Ce critère est très important pour la comparaison des photographies aériennes. En effet,

les surfaces des bandes actives et des bancs sédimentaires sont très sensibles aux variations du niveau d'eau (Arnaud et al., 2015; Jourdain, 2017; Rollet et al., 2013). Les caractéristiques des photographies aériennes sont présentées dans le tableau 4.3.

Géoréférencement

Les photographies aériennes considérées ont été géoréférencées dans le logiciel SIG, ESRI (ArcMap v.10.2.2) sur la base des orthophotographies datant de 2001, 2010 et 2016. En moyenne, 10 points de contrôle définis manuellement ont été identifiés par image. Nous n'avons conservé que les photographies possédant une erreur de géoréférencement quadratique moyenne (Root Mean Square Error : RMSE, équation 6.26) inférieure à $5.0\ m$ en zone de plaine, qui indique une rectification correcte (Arnaud et al., 2015). Toutefois, au vu des déformations paysagères liées au relief en zones de montagne, nous avons toléré, pour les photographies les plus anciennes une erreur légèrement supérieure à $5.0\ m$ et inférieure à $10\ m$. Sur ces secteurs, des points de contrôle proches du cours d'eau ont été privilégiés pour limiter les déformations dues aux fortes pentes des versants.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} r_i^2}{n}} \tag{4.1}$$

n étant le nombre de points de contrôle et r un résidu correspondant à l'écart (en mètres) entre les emplacements de départ et d'arrivée.

Une transformation projective a été utilisée pour la plupart des photographies aériennes, particulièrement utile pour l'imagerie oblique. Un minimum de quatre points de contrôle est requis pour cette méthode. Les caractéristiques des photographies aériennes retenues ainsi que les erreurs associées aux géoréférencement sont présentées dans le tableau 4.3.

TABLE 4.3 – Caractéristiques des photographies aériennes et cartes utilisées

Année	Date	Echelle / Résolution	Erreur de géoréférencement (m)	Couleur	Débit * ($m^3.s^{-1}$)	Source
1826	-	1/5000		Non	-	AD65
1948	30/08-08/09/1948		7	Non	12.5	IGN
1951	03-19/07/1951		4.28	Non		IGN
1959	09/07/1959		5.6	Non	60	IGN
1962	31/07/1962		2.83	Non	30.8	IGN
1971				Non		IGN
1978	12/08-14/11/1978		2.59	Non	31.8	IGN
1983	18/09/1983		≈ 0	Non	20.1	IGN
1989	18-19/07/1989		1.61	Oui	20	IGN
1994	10-11/07/1994		≈ 0	Oui	36.8	IGN
2001	11-22/08/2001	50 cm	2.89	Oui	23.4**	IGN
2006		50 cm	≈ 0	Oui		IGN
2010		50 cm	≈ 0	Oui	31.2	IGN
2013	26/06-21/08/2013	25 cm	≈ 0	Oui		IGN
2016	06-10/09/2016	10 cm	≈ 0	Oui	16.8	PLVG
2019	10/04/2019	50 cm	≈ 0	Oui	28.7	PLVG

Sélection de tronçons

Après cette étape de rectification, les tronçons où l'analyse rétrospective s'applique ont été identifiés. Cette sélection a été particulièrement importante pour les cours d'eau de montagne étant donné que l'interprétation de photographies aériennes dans ces secteurs peut être très compliquée. En effet, les fortes pentes de versants

et la couverture végétale élevée créent des zones d'ombres qui peuvent conduire à des interprétations erronées de ce qui est observé. La sélection de tronçons et photographies éligibles, dépendait des critères suivants :

- La photographie aérienne devait avoir une résolution suffisante pour que les unités morphologiques puissent être distinguées ;
- Le tronçon considéré devait être couvert par suffisamment d'années pour qu'il soit possible de respecter au maximum le même intervalle de temps d'analyse ;
- Les tronçons amont devaient se situer dans des zones dites alluviales (formées dans leurs propres matériaux) ou colluviales (fourniture de matériaux par processus de versants) (Piton et al., 2016) et non dans des zones de gorges où le chenal est souvent étroit, agissant comme un "tube".

Quelques exceptions ont été faites pour les tronçons situés en têtes de bassins où très peu de photographies aériennes étaient disponibles en qualité suffisante. Ce choix a été effectué afin que tout le linéaire du cours d'eau soit analysé, depuis les têtes de bassin jusqu'aux cônes de déjection.

4.2.1.4 Digitalisation

Pour chaque photographie, les unités morphologiques (bande active, bancs sédimentaires, chenal en eau et talweg) ont été digitalisées. Les définitions concernant l'espace occupé par la bande active sont nombreuses dans la littérature. Dans cette étude, nous définissons la bande active comme le chenal occupé en période de basses eaux complété par les bancs sédimentaires non végétalisés (Liébault, 2003). La végétation a également été digitalisée, uniquement autour du tronçon du Lac des Gaves. La zone à numériser a été déterminée sur la base de l'espace de mobilité historique, défini grâce à l'emprise du cours d'eau sur le cadastre Napoléonien. La digitalisation des unités morphologiques a été effectuée manuellement à l'aide du logiciel ESRI (ArcMap v.10.2.2), à une échelle 1/3000ème.

4.2.1.5 Estimation des erreurs

Plusieurs types d'erreurs et d'incertitudes peuvent se produire dans ce type d'études manipulant des données planimétriques :

- les erreurs associées au géoréférencement des données ;
- la précision de la numérisation en lien avec l'échelle sélectionnée (1/3000) ;
- l'interprétation des surfaces digitalisées, dépendant de la qualité des photographies et des conditions au moment des prises de vue (exposition, netteté, ensoleillement) ;
- les erreurs associées aux différents débits aux dates d'acquisition des données.

Une bonne estimation de ces erreurs permet de définir le degré de confiance pouvant être attribué aux valeurs quantitatives extraites à l'issue de cette analyse.

Évaluation des incertitudes

Les erreurs liées au traitement des photographies aériennes sont minimes, étant donné que, sur chaque secteur, le travail a été effectué par le même opérateur, à la même échelle. L'erreur induite par la digitalisation est donc constante et négligeable dans la comparaison diachronique des unités morphologiques. Le géoréférencement peut par contre, générer une erreur, inférieure à $5\ m$ pour la plupart des photographies aériennes (Table 4.3). La plupart des points de contrôle ont été générés de part et d'autre des cours d'eau étudiés. Étant donné qu'ils sont tous orientés sud-nord, le décalage engendré par le géoréférencement est

principalement orienté ouest-est. Le déplacement suivant le linéaire du cours d'eau (sud-nord) d'une unité morphologique ne devrait donc pas être impacté par les erreurs de géoréférencement.

Concernant les erreurs associées aux débits, seule la photographie aérienne datant de 1951 n'a pas été relevée dans des conditions d'étiage. Elle est donc à prendre avec précaution. Les variations de débit peuvent avoir des conséquences directes sur les superficies des bancs sédimentaires digitalisés. En effet, lorsque le débit augmente, la surface des bancs diminue. Les surfaces de bandes actives peuvent également être impactées par ces variations. Pour des débits élevés, ces surfaces peuvent être surestimées (Rollet, 2007). Dans notre cas, nous avons fait le choix de ne retenir (sauf pour l'année 1951) que les photographies aériennes relevées pour un débit proche du débit d'étiage (18.9 m^3/s) à la station de Lourdes-Pont Saint-Michel et inférieur au module (44 m^3/s). Pour l'année 1951, le débit étant largement inférieur au débit biennal (170 m^3/s) généralement associé au débit de plein bord, le choix a été de conserver cette année pour l'approche historique.

4.2.1.6 Analyse quantitative des données

Nous avons travaillé à un pas d'espace de 20 m pour l'étude des unités morphologiques digitalisées. L'extraction des métriques a été effectuée par désagrégation spatiale en segments élémentaires à l'aide de la boîte à outils **Fluvial Corridor** développée par Roux et al. (2014) sur le logiciel de traitement SIG ArcGIS. L'identification des tronçons fluviaux homogènes a ensuite été effectuée par agrégation spatiale avec le même outil. La description des étapes suivies pour la désagrégation des unités morphologiques homogènes est présentée dans la figure 4.3.

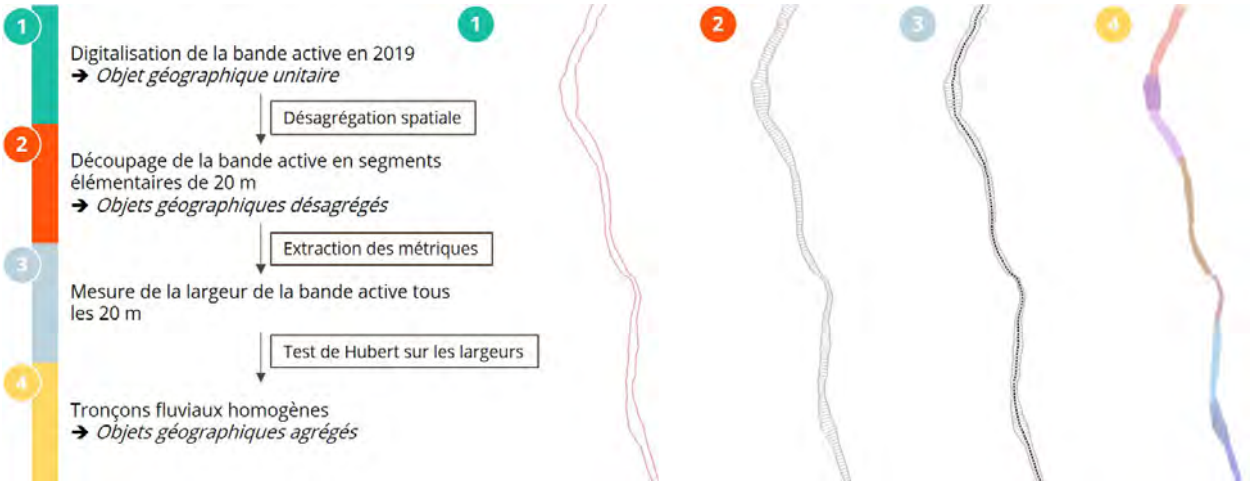


FIGURE 4.3 – Description des méthodes utilisées pour la désagrégation et l'agrégation spatiale des unités morphologiques étudiées pour l'identification de tronçons fluviaux homogènes (Boîte à outils Fluvial Corridor développée par Roux et al. (2014)). Exemple des largeurs de bande actives en 2019 extraites tous les 20 m en aval du Lac des Gaves

Ensuite, toutes les données digitalisées (surfaces de bandes actives, bancs sédimentaires, chenal en eau) ont fait l'objet de traitements statistiques à l'aide du logiciel R. Pour représenter la distribution statistique des variables, nous avons utilisé les graphiques "boîte à moustache" ou boxplots, permettant d'indiquer rapidement les valeurs minimale, maximale, moyenne, médiane ainsi que les différents centiles (10ème, 25ème, 75ème, 90ème).

Pour détecter les ruptures de continuum amont/aval et délimiter les tronçons homogènes, c'est le test de stationnarité d' Hubert (2000) qui est utilisé grâce à la boîte à outils Fluvial Corridor. Il permet de comparer la moyenne du segment élémentaire *i* avec la moyenne des segments voisins. L'absence de rupture dans la

série X_i des segments analysés est représentée par une hypothèse nulle H_0. Le rejet de cette hypothèse se fait pour un niveau de probabilité inférieur à 0.05 dans notre cas (Roux et al., 2014).

Cette étape a permis d'évaluer les tendances d'évolutions planimétriques (*e.g.* augmentation/diminution de la surface des bancs, élargissement/rétractation de la bande active). Les surfaces de bandes actives et de bancs sédimentaires s'avèrent être des indicateurs performants pour comprendre les ajustements morphologiques et les forçages associés. En effet, une bande active plutôt large peut indiquer un apport de matériaux important et fréquent. Une bande active étroite, peut, à l'opposé, témoigner d'apports solides limités et rares dont le résultat est une fixation du chenal ou une incision. Blanpied (2019) souligne que le massif pyrénéen est bien plus humide et moins continental comparé aux Alpes. Ses travaux font ressortir une dynamique de recolonisation végétale globalement plus rapide qui peut par conséquent être à l'origine de la fermeture rapide des bandes actives.

4.2.1.7 Cas particulier des sources sédimentaires

Identification des sources sédimentaires

L'identification des sources sédimentaires a également été effectuée au niveau des sous-bassins versants amont. Les potentielles sources pouvaient représenter : des zones de glissement de terrain, des flancs d'érosion ou encore des ravines. Toutefois, les zones érodées ne sont pas toutes directement connectées au réseau hydrographique. Comme conseillé par Liébault (2003), nous avons différencié ces zones en combinant de simples investigations terrain, quand l'accès était possible, à une interprétation de photographies aériennes infrarouges (BD ORTHO®, BD ORTHO IRC®, IGN©) qui font particulièrement bien ressortir ces zones. Cette étape a été effectuée en étroite collaboration avec les techniciens de rivière des secteurs analysés, ayant une connaissance sans pareille du terrain.

La stabilité des zones érodées et l'évaluation de leur capacité à fournir des matériaux au réseau hydrographique a directement été liée à la couverture végétale avoisinante. Les photographies infrarouges se sont avérées être des outils très intéressants à envisager lorsqu'il s'agit de travailler sur des zones à fortes pentes contrairement aux photographies aériennes classiques, où ces endroits sont souvent à l'ombre étant donnée la topographie. Les zones érodées sont très facilement identifiables grâce à leur couleur pâle, grisâtre alors que les zones couvertes de végétation sont plutôt foncées (rouges). Leur connectivité au réseau hydrographique a été évaluée sur la base de de leur proximité à ce dernier. Chaque source sédimentaire a été digitalisée manuellement (Fig. 4.4).

Les résultats de cette étape de digitalisation ont été couplés avec l'analyse de la couverture du sol de chaque sous-bassin versant (Corine Land Cover®). En effet, comme présenté dans le chapitre 1, les modifications dans l'usage et la couverture du sol dans les terrains de montagne (*i.e.* anthropiques ou couverture végétale), peuvent très fortement influencer ses réponses géomorphologiques, telles que la perturbation de la fourniture sédimentaire ou encore les régimes de transport et de dépôt (Liébault et al., 2005). C'est pourquoi, les sources sédimentaires identifiées ont été comparées à d'autres catégories de couverture du sol rapportées à la surface du bassin versant.

Indice de connectivité (IC)

Pour avoir une vision globale de la connectivité sédimentaire des sous-bassins versants amont, nous avons considéré l'indice géomorphométrique de connectivité (IC) proposé par Cavalli et al. (2013). Ce dernier peut directement être extrait d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Il s'appuie essentiellement sur l'influence de la topographie sur la connectivité sédimentaire. Les autres aspects tels que le type, l'étendue et la localisation des sources sédimentaires ne sont pas considérés.

L'IC permet de représenter le lien entre les différentes entités d'un bassin versant et d'évaluer la connexion potentielle entre les sources sédimentaires (*e.g.* glissements de terrain, avalanches, etc.) et les zones d'intérêt (*e.g.* exutoire, réseau hydrographique principal, un tronçon donné) ou d'autres éléments de rétention tels que des lacs ou bassins de rétention. Il permet de qualifier la connectivité sédimentaire sur la base de deux

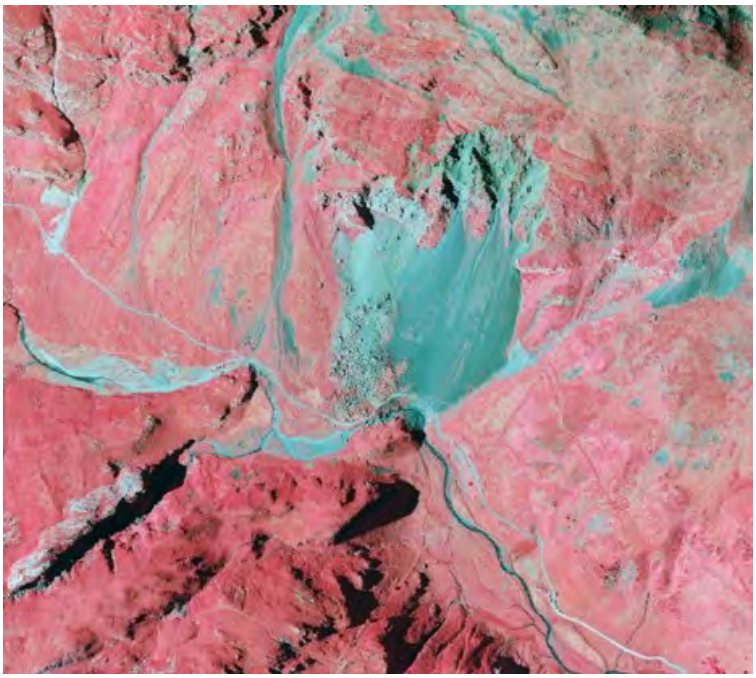


FIGURE 4.4 – Exemple de source sédimentaire directement connectée au réseau hydrographique située dans le sous-bassin versant du Gave de Gavarnie (BD ORTHO IRC®, IGN©)

aspects :

1. Fourniture de sédiments à tout le réseau de drainage (connexion potentielle entre les sources et les exutoires) ;
2. le couplage/découplage sédimentaire entre les sources et les cibles sélectionnées.

Le but n'est pas d'identifier la localisation des zones sources (digitalisées manuellement), mais de répondre aux problématiques de gestion suivantes :

1. Quelle est la probabilité que les sédiments provenant d'une source donnée atteignent l'exutoire ?
2. Quelle est la probabilité que les sédiments des sources atteignent les zones à enjeux (définies par l'opérateur) ?

L'IC s'exprime de la manière suivante :

$$IC \;=\; \log_{10}\left(\frac{D_{up}}{D_{dn}}\right) \tag{4.2}$$

où D_{up} et D_{dn} sont les composantes de connectivité amont et aval respectivement. L'IC est défini sur l'intervalle $[-\infty, +\infty]$. Sa valeur augmente pour témoigner d'une connectivité efficace et diminue pour illustrer le contraire.

La composante D_{up} représente le potentiel de transfert des sédiments produits en amont vers les systèmes aval. Elle s'exprime de cette manière :

$$D_{up} \;=\; \overline{W}\,\overline{S}\,\sqrt{A}$$

$\overline{W}$ est le coefficient de pondération de la zone de contribution amont estimé à partir de l'indice standardisé de rugosité (Cavalli et al., 2013). Il exprime l'écart-type de la différence entre une surface lisse et rugueuse,

en d'autres termes, un résidu topographique. $\overline{S}$ la pente moyenne de la zone de contribution amont (m/m) et A la surface de la zone de contribution amont(m^2)

La composante D_{dn} prend en considération le chemin d'écoulement qu'une particule peut emprunter pour arriver à la zone d'intérêt la plus proche ou, à la première zone de rétention/piégeage de matériaux. Elle est estimée de la manière suivante :

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i}$$

d_i est la longueur du linéaire le plus pentu au niveau de la i^{ème} cellule en fonction de la direction présentant la plus forte pente (m), W_i et S_i sont respectivement le coefficient de rugosité (a-dimensionnel) et la pente à la i^{ème} cellule (m/m). d_i peut prendre deux valeurs : la longueur de la cellule (l) en fonction de la direction cardinale (Nord, Sud, Est, Ouest) ou $l\sqrt{2}$ dans le cas d'une direction diagonale.

Le calcul de cet indice a été effectué à l'aide de l'extension Spatial Analyst (ESRI ArcGIS 10.2.2), qui utilise le modèle d'écoulement de surface "multiple flow D-Infinity" (Tarboton, 1997), implémenté dans "Taudem 5.1" [2] (Tarboton and Mohammed, 2013)). La figure 4.5 illustre la méthode simplifiée de calcul de l'indice. Pour l'estimation de l'IC nous avons utilisé le MNT issu de la RGE Alti de précision 5 m en plan et métrique en Z (IGN, BDTOPO©). Crema and Cavalli (2018), estiment que des MNT de résolution moyenne comprise entre 5 et 30 m suffisent pour l'estimation de l'IC.

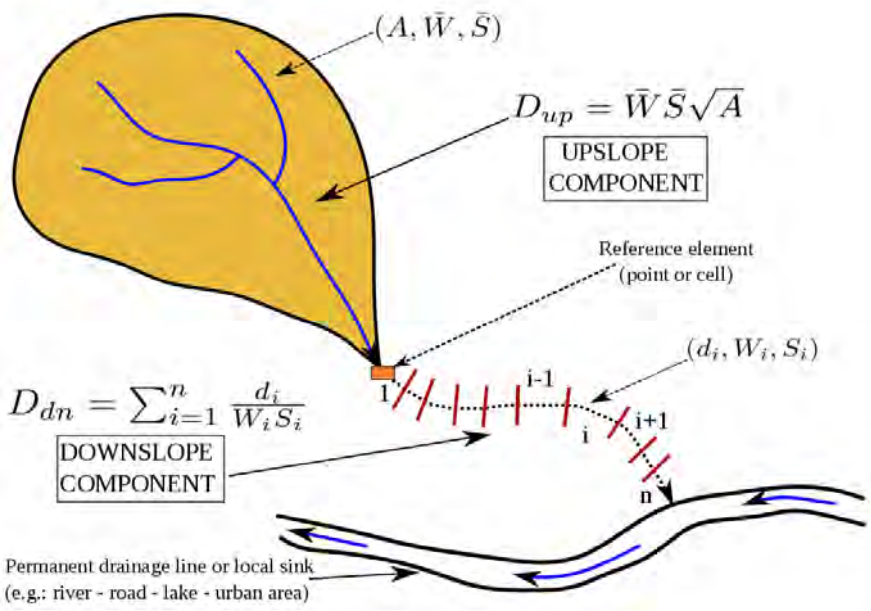


FIGURE 4.5 – Composantes amont et aval de l'IC (d'après Borselli et al. (2008) *in* Cavalli et al. (2013))

L'IC est particulièrement sensible au choix de la cible finale, indiquant les zones sur lesquelles nous souhaitons concentrer notre intérêt. La figure 4.6 illustre très bien les différentes valeurs que peut prendre l'IC sur le bassin versant du Gave de Cauterets selon si, nous ciblons le réseau hydrographique de rang 1, de rang 2 ou de rang 3. La connectivité sédimentaire est beaucoup plus importante quand le réseau hydrographique de rang 1, réseau le plus ramifié, est considéré.

Étant donné que l'objectif de ce projet de recherche est de comprendre les mécanismes qui ont mené au remplissage du Lac des Gaves, en particulier lors de la crue de juin 2013, le réseau hydrographique principal (de rang 3) a été choisi comme cible finale des particules sédimentaires. Les valeurs d'IC obtenues ont

2. Boîte à outils nécessitant le logiciel ArcGIS

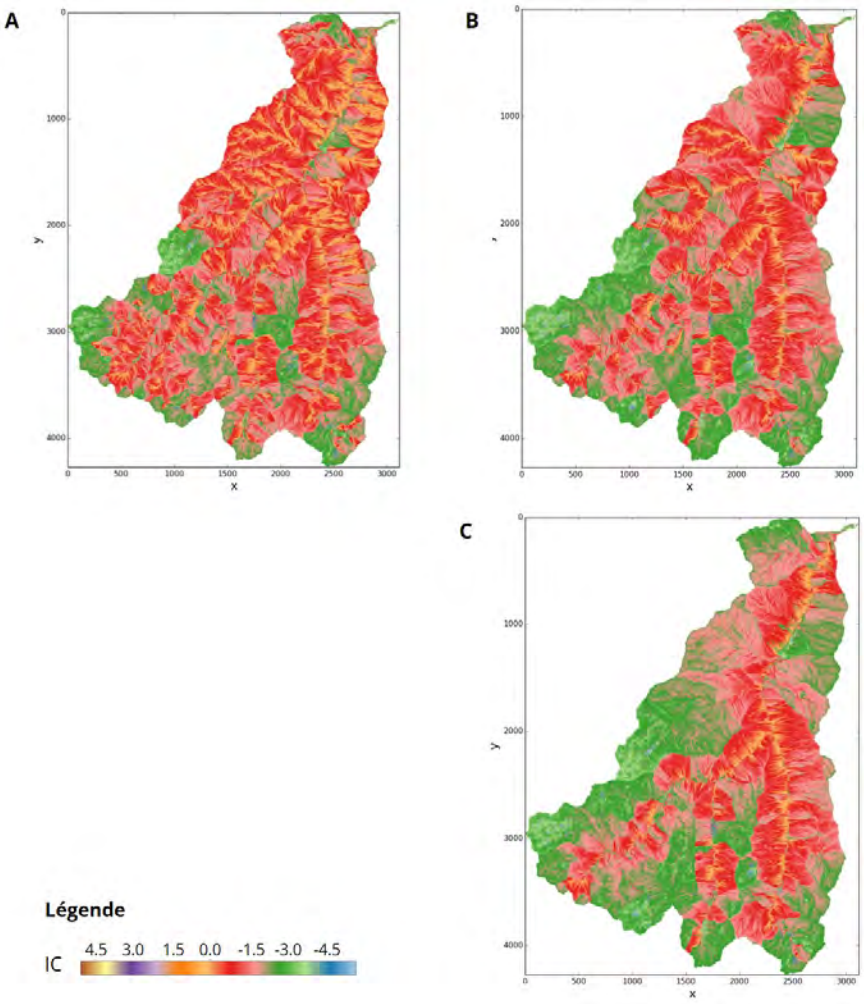


FIGURE 4.6 – Comparaison des IC du bassin versant du Gave de Cauterets en fonction de différentes cibles. A : réseau hydrographie de rang 1 (classification de Strahler), B : réseau hydrographique de rang 2, C : réseau hydrographique de rang 3

été ensuite comparées aux valeurs estimées dans d'autres bassins versants, particulièrement dans les Alpes italiennes (Val Venosta, province de Bolzano) (Cavalli et al., 2013).

4.2.2 Analyse de l'évolution verticale : Matériels et méthodes

L'analyse de l'évolution verticale des sites d'étude est complémentaire à l'analyse des données planimétriques et a pour objectif de fournir des informations quant aux taux d'incision/aggradation au fil des années.

4.2.2.1 Données collectées

Plusieurs données verticales ont été récoltées auprès des archives départementales et des gestionnaires des cours d'eau. Elles ont ensuite été scannées (pour les données au format papier), digitalisées et intégrées dans une base de données informatique. Les données s'étendent de 1913 à 2019 (Table 4.4) ce qui fournit des informations sur les évolutions d'altitudes à l'échelle du siècle. Au total, six jeux de données ont été retenus.

Les profils en long récoltés suivent le talweg des cours d'eau. Certains profils expriment la cote de surface

TABLE 4.4 – Données retenues pour l'analyse de l'évolution verticale

Année	Source	Format	Cours d'eau	Tronçon couvert	Type
1913	IGN	Papier	Gave de Pau, Gave de Cauterets, Gave de Gavarnie	Tous sauf : Zone1_GG et Zone2_GC	Surface libre
1987	SNCF	Papier	Gave de Pau	LDG_AvSP	Cote du fond
1998	SMDRA	Profils en travers DWG	Gave de Pau Gave de Gavarnie	Zone3_GG, LDG_AmSP,AvSP	Cote du fond
2004	RTM	Papier	Gave de Cauterets	Zone6_GC	Cote du fond
2016	PLVG	LiDAR	Tout le réseau hydrographique	Tous	Surface libre
2019	PLVG	LiDAR	Gave de Pau, Gave de Gavarnie	Zone3_GG, LDG_AmSP,AvSP	Surface libre

libre et non la cote du fond du lit. Les profils du fond du lit sont très sensibles au déplacement des formes fluviales très fréquent en zones de montagne. Les profils de ligne d'eau, quant à eux, lissent ces variabilités locales et permettent une comparaison plus homogène. Les deux types de données ont été exploités dans le cadre de cette étude, les limites de chacun étant prises en considération.

Les profils en long ne couvrent pas tout le temps tous les tronçons étudiés. Seul le tronçon du Lac des Gaves est couvert par toutes les données. Le cas particulier du profil en long de 1998 a été extrait des points les plus bas des profils en travers couvrant le linéaire du tronçon du Lac des Gaves.

4.2.2.2 Méthodes d'analyse des données verticales

Méthode d'analyse des profils en long

Pour la comparaison des différents profils en long retenus, nous avons suivi la méthode proposée par Liébault et al. (2013), qui a calé une méthodologie de comparaison de profils en long historiques sur 31 tronçons de rivières alpines de piémont. L'analyse des évolutions d'élévations du lit dans son étude a été effectuée en utilisant les profils en long relevés au début du 20ème siècle par le service de Nivellement Général de la France. Ces données peuvent être trouvées sur le site web de l'IGN sous forme de scans numériques. Les levés topographiques avaient été effectués sur tous les cours d'eau français à la demande du Ministère de l'Agriculture (service des Grandes Forces Hydrauliques) en 1906, pour évaluer le potentiel de production hydroélectrique des rivières françaises (Liébault et al., 2013; Margerie, 1910). Dans le cas de nos cours d'eau, tous les levés topographiques ont été effectués en 1913. Les altitudes des anciens profils en long ont été converties au référentiel altimétrique national actuel pour la comparaison avec les données récentes. En effet, le système de référence a subi un changement en 1969 passant du référentiel Lallemand à l'IGN69. Pour ce faire, nous avons utilisé la grille de conversion disponible sur le site de l'IGN.

La principale difficulté rencontrée concerne la fusion ou calage des profils historiques sur les profils en long actuels pour la comparaison des altitudes. En effet, on observe, dans la plupart des cas de migration de talwegs, induisant des décalages de distances entre la position passée et actuelle du cours d'eau. Pour éviter ces biais pouvant fortement fausser les comparaisons, les profils en long ont été superposés en utilisant des points de contrôles, considérés comme étant facilement identifiables et dont la position est inchangée sur les deux périodes. Dans notre cas, ces points représentaient principalement de vieux ponts mais ils peuvent également se trouver au niveau de confluences stables. Les cours d'eau analysés dans cette étude étant fortement dynamiques, cette seconde option n'a pas été considérée.

Un coefficient de correction α a été calculé pour représenter la différence de distance entre les deux points de contrôle (t_0 : historique, t_1 actuel) normalisée par la distance t_1. La distance corrigée entre deux points successifs i et j du profil en long historique t_0 (D_{ij*}) entre deux points de contrôle a été calculée de la

manière suivante :

$$\begin{cases} D_{ij*} & = & D_{ij}(1+\alpha) \\ \alpha > 0 & si & D_{ij,t_0} < D_{ij,t_1} \\ \alpha < 0 & si & D_{ij,t_0} > D_{ij,t_1} \end{cases} \tag{4.3}$$

avec D_{ij}, la distance initiale entre deux points successifs i et j au temps t_0.

Suivant cette étape, et une fois que les profils en long sont considérés correctement superposés, nous avons analysé les changements d'altitude entre les deux périodes ($\Delta z = z_{t_1} - z_{t_0}$). La différence d'élévation est négative en cas d'incision, et positive en cas d'aggradation. Toutefois, cette information est très dépendante de la manière dont les erreurs se propagent entre les deux campagnes topographiques (Liébault, 2003; Liébault et al., 2013). Liébault et al. (2013) suggère, que l'incertitude globale en lien avec ce calage peut être générée par trois erreurs dépendantes : (1) l'erreur de mesure d'élévation au temps t_0 notée ε_1 ; (2) l'erreur de mesure d'élévation au temps t_1 notée ε_2 ; et (3) l'erreur associée aux différences de débit entre le temps t_0 et t_1, notée ε_3.

La première erreur, ε_1, est estimée par la somme quadratique de la précision de l'instrument ($0.1\ m$) et l'erreur d'élévation associée à l'incertitude sur la distance ($20\ m$). Pour chaque site, la pente moyenne est utilisée pour quantifier l'erreur d'élévation. La deuxième erreur, ε_2, a été estimée en considérant l'écart type de l'erreur d'altitude de $0.01\ m$ et une incertitude en planimétrie estimée à $0.02\ m$ (LiDAR, PLVG). Étant donné que les débits n'étaient pas disponibles au moment des relevés des profils des Grandes Forces (1913), nous n'étions pas en mesure d'estimer la troisième erreur, ε_3. Nous avons fait le choix d'utiliser la valeur estimée dans l'étude de Liébault et al. (2013) à environ 0.5 m, considérée comme étant conservatrice. L'incertitude globale propagée (U_c) a été estimée pour chaque cours d'eau étudié de la manière suivante :

$$U_c = \sqrt{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2 + \varepsilon_3^2} \tag{4.4}$$

Nous avons obtenu une valeur moyenne d'incertitude d'$1.33\ m$ pour les trois cours d'eau analysés, avec une valeur de $2.41\ m$ pour le Gave de Cauterets, $0.99\ m$ pour le Gave de Gavarnie et $0.59\ m$ pour le Gave de Pau. On considère U_c comme étant le seuil de détection de changements d'altitude significatifs entre t_0 et t_1 à un intervalle de confiance de 68% (Taylor, 1996). Les incertitudes sont plus importantes pour le Gave de Cauterets au vu de sa forte pente qui amplifie les erreurs. En effet, un décalage planimétrique peut engendrer de très fortes variations d'élévations pour les cours d'eau de ce type de morphologie et par conséquent fortement fausser les résultats de superposition. Il est par conséquent préconisé d'appliquer cette méthodologie pour les cours d'eau présentant de fortes pentes avec encore plus de précautions que pour les cours d'eau de plaines, tel que le Gave de Pau sur le tronçon du Lac des Gaves.

La même procédure a été appliquée aux autres profils en long, exceptée l'étape du calage altimétrique, étant donné qu'il s'agit du même référentiel de nivellement à partir de 1969.

Méthode d'analyse des profils en travers

L'objectif de l'analyse des profils en travers est de comprendre et de reconstituer le remplissage du Lac des Gaves depuis l'arrêt des extractions (2002). Pour ce faire, nous avons tenté d'analyser les volumes érodés et déposés à travers la comparaison de profils bathymétriques levés en 2006, 2012, 2016, 2019. Le projet "Lac des Gaves" a démarré en 1992 que nous considérons comme l'année de début de creusement. Les phases d'exploitation (extraction des matériaux pour la création d'un plan d'eau, construction de seuils) sont présentées dans la figure 4.7.

La méthodologie appliquée pour l'analyse de ces profils, suivait les étapes suivantes :

1. Estimation du volume du lac vide en considérant les incertitudes sur la profondeur de creusement de ce dernier ;

2. Estimation du comblement entre 1995 (année où les premières observations du comblement du Lac des Gaves, gênant les différentes phases d'exploitation, ont été communiquées) et 2006, date des premiers levés de profils bathymétriques dans le lac depuis sa création (données fournies par la CATER) ;

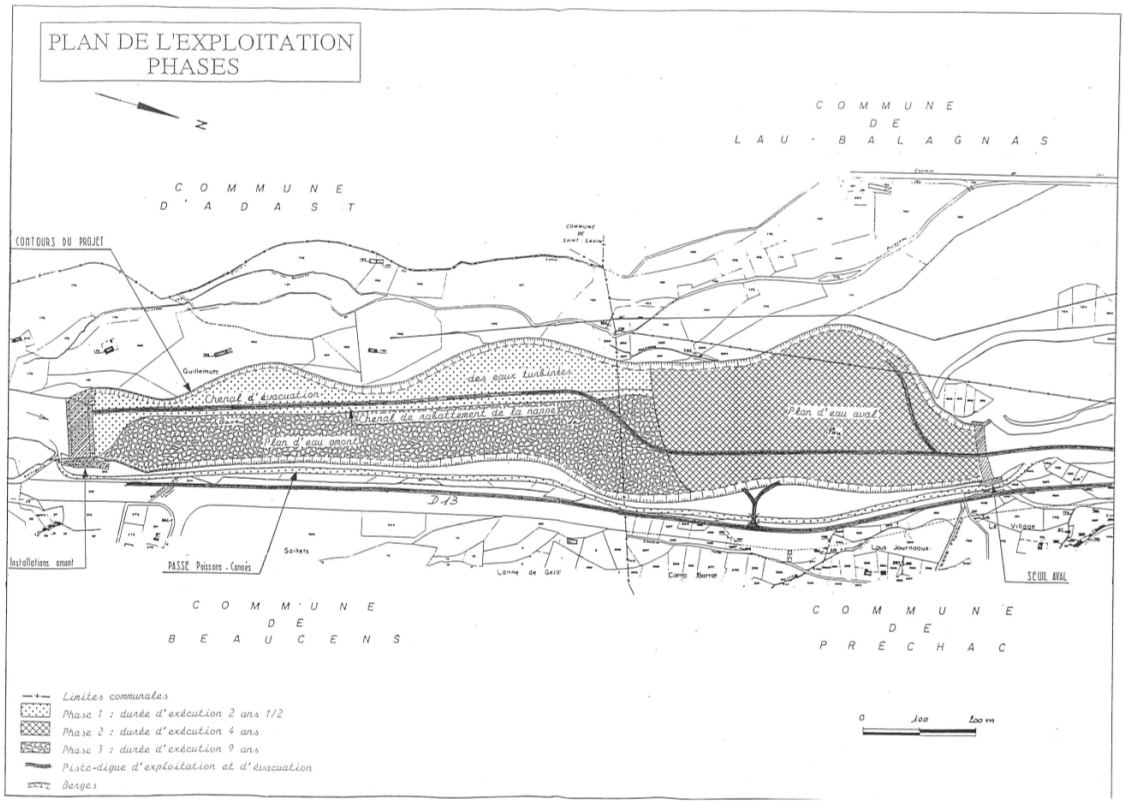


FIGURE 4.7 – Phases d'exploitation du projet Lac des Gaves dont le démarrage a été initié en 1992

3. Estimation du remplissage entre 2006 et 2012, nouvelle campagne bathymétrique (avant la crue d'octobre 2012, ne permettant malheureusement pas de dissocier cet événement de celui de 2013) ;
4. Volumes apportés par la crue de 2013 : estimation à partir des surfaces des bancs sédimentaires émergés ;
5. Entre 2013 et 2016 : estimation grâce au LiDAR de 2016 ;
6. Entre 2016 et 2019 : estimation des apports solide de la crue décennale de juin 2018 en comparant les LiDARs de 2016 et 2019.

L'aire érodée ou déposée a été estimée par addition de rectangles élémentaires de $10\ m$. Les volumes ont été déduits de l'aire moyenne des profils amont et aval, multipliée par la demi-distance entre les profils (Schoneboom et al., 2010) :

$$V_n = \left(\frac{A_{n-1} + A_n}{2}\right)\left(\frac{L_{n-1,n}}{2}\right) + \left(\frac{A_n + A_{n+1}}{2}\right)\left(\frac{L_{n,n+1}}{2}\right) \tag{4.5}$$

où V_n est le volume associé au profil en travers n (m^3), calculé à partir de A_n l'aire du profil en travers n (m^2) et de $L_{n-1,n}$ la distance entre le profil n et le profil $n-1$ en amont (m).

4.3 Approche expérimentale : Matériels et méthodes

Pour être en mesure de comprendre la situation hydromorphologique actuelle des cours d'eau étudiés, une analyse de la dynamique morphologique récente sur le terrain a été conduite conjointement à l'analyse

historique. En effet, plusieurs projets de restauration considèrent que la considération de ces deux approches peut s'avérer très utile pour orienter vers des mesures de restauration efficientes et durables d'un tronçon de rivière (Dufour and Piégay, 2009; Mika et al., 2010). Cette section détaille le protocole de suivi de la mobilité sur le terrain, déployé sur les cours d'eau amont et sur le tronçon du Lac des Gaves.

4.3.1 Préparation des investigations terrain

Les questions suivantes ont façonné le protocole de suivi de la mobilité sédimentaire :

1. Quelle est la granulométrie des cours d'eau considérés ?
2. Quels sont les potentiels débits à l'origine de la mobilité sédimentaire observée ? En d'autres termes, quelle est la relation entre l'hydraulique des cours d'eau suivis et le transport par charriage ?
3. Quel est le comportement actuel des cours d'eau amont ? Présentent-ils encore une dynamique de destockage/fourniture sédimentaire suite à la crue de juin 2013 ?
4. Quelles processus morphologiques interviennent au niveau des cours d'eau suivis (*e.g.* érosion, déposition, aucun changement) pour des crues annuelles ? Pour des crues supérieures ?
5. Pourrions-nous avoir une estimation des taux de transport solide par charriage provenant des deux contributeurs amont ?

Ensuite, l'étude de la bibliographie locale et un parcours des photographies aériennes pour prendre connaissance des évolutions des cours d'eau après les effets de la crue juin 2013, ont permis d'avoir une idée des sites intéressants à suivre sur la durée du protocole. Les bancs sédimentaires disponibles dans les lits des cours d'eau, ont été choisis comme indicateurs d'activité et de disponibilité sédimentaire, qui ont conduit à la priorisation des secteurs à suive. Les bancs sédimentaires de tout le réseau hydrographique ont été digitalisés manuellement en se basant sur l'orthophotographie de (Table 4.5). A l'issue de cette analyse, il a été décidé

TABLE 4.5 – Nombre de bancs sédimentaires identifiés dans les principaux cours d'eau amont ayant été impactés par le crue du 18 juin 2018

Nom du cours d'eau	Longueur (km)	Pente moyenne (%)	Nombre de bancs sédimentaires	Nombre de bancs sédimentaires/km
Le Gave de Cauterets	26	7.9	122	4.7
Le Gave de Gavarnie	37	6	110	3
Le Gave d'Héas	13	10	38	2.9
Torrent de l'Yse	9	18.9	19	2
Torrent du Bastan	19	9.5	100	5.3
Torrent du Cambasque	7	19.5	6	0.8

de mettre en place le protocole de suivi sur le Gave de Cauterets, le Gave de Gavarnie et le torrent du Bastan. Il est tout de même nécessaire de souligner que le torrent du Bastan a subi d'importants remaniements depuis la crue de juin 2013 et en particulier pendant les deux premières années du protocole de suivi de la mobilité sédimentaire. C'est pour cela que nous n'étions en mesure de collecter que très peu d'informations sur le terrain. D'autres cours d'eau (torrent de l'Yse et le Gave d'Héas) ont été suivis sur une courte durée, dans l'objectif de comprendre rapidement leur comportement morphodynamique, étant donnée leur forte réaction à la crue de juin 2013.

Enfin, le tronçon du Lac des Gaves a bien évidemment également fait l'objet d'un suivi sur le terrain. L'objectif est de comprendre la mobilité sédimentaire au sein de ce tronçon en amont du seuil de Préchac et en aval.

4.3.2 Échantillonnages granulométriques

La granulométrie des cours d'eau suivis représente l'une des principales variables à quantifier pour comprendre les dynamiques de transport sédimentaire. Toutefois, dans les cours d'eau de montagne, cette opération peut rapidement s'avérer compliquée pour plusieurs raisons telles que la variabilité et l'hétérogénéité des tailles de matériaux (Malavoi and Bravard, 2010). Dans de telles circonstances, il est conseillé d'utiliser la technique de comptage granulométrique de Wolman (Wolman, 1954).

La granulométrie des cours d'eau sélectionnés a été échantillonnée entre février et avril 2017 et en juillet 2018, après la crue morphogène de juin 2018 d'une période de retour d'environ 10 ans, à certains endroits où des changements importants de la granulométrie de surface ont été observés. Cette méthode se base sur la collecte aléatoire de galets disponibles sur la surface à échantillonner divisée en lignes ou en grille (Bunte and Abt, 2001). Le second plus grand axe, couramment appelé l'axe b, est celui qui est considéré pour quantifier la taille des matériaux. En fonction de la taille des sites à échantillonner, 100 à 400 matériaux étaient considérés pour cette opération. Dans tous les cas, il est conseillé de considérer au moins 100 cailloux pour avoir une bonne représentativité statistique des données (Bunte and Abt, 2001).

4.3.3 Placettes colorées

La méthode des placettes colorées peut s'avérer très intéressante quand il s'agit de déployer un moyen de mesure rapide et peu coûteux pour la récupération de données **qualitatives**. Cette opération est très simple à mettre en œuvre pour un suivi événementiel de la mobilité sédimentaire. Après la sélection des bancs sédimentaires à équiper de placettes, il s'agissait de peindre des carrés d'un mètre carré (Chapuis, 2012), proches du lit d'étiage du cours d'eau. Cette pratique a été très largement appliquée dans le cadre de plusieurs projets de recherche durant ces dernières années, au vu de sa facilité de mise en œuvre et du peu de moyens qu'elle nécessite (Chapuis, 2012; Jourdain, 2017; Laronne and Carson, 1976; Liébault and Laronne, 2008; Mao and Surian, 2010; Petit et al., 1996). Chacune des placettes a été géoréférencée à l'aide d'un GPS et intégrée ensuite dans la base de donnée SIG développée. Leur évolution a été évaluée grâce à un simple suivi photographique à différentes périodes hydrologiques (avant/après les périodes de hautes-eaux).

Pour interpréter les modifications observées sur le terrain, nous avons suivi la classification proposée par Mao and Surian (2010), Chapuis (2012) et Jourdain (2017) :

1. Aucune mobilité ni dépôt ;
2. Dépôt de sédiments fins ;
3. Mobilité partielle faible : peu de particules sont mobilisés, couvrant moins de 10% de la surface de la placette ;
4. Mobilité partielle moyenne : de nombreuses particules sont mobilisées, mais les limites de la placette sont toujours clairement visibles, la placette n'est pas complètement déstructurée ;
5. Mobilité partielle forte : seules quelques particules restent en place couvrant moins de 10% de la surface de la placette. Les contours originels de la placette ne sont plus identifiables ;
6. Disparition de la placette peinte : mobilité totale.

Il est nécessaire de clarifier le rôle des placettes colorées en comparaison à d'autres techniques de mesure. Cette méthode ne fournit que des informations partielles, étant donné que les causes d'une mobilité sédimentaire observée peuvent être très variables. En effet, les changements observés sur une placette (*e.g.* nous n'arrivons pas à retrouver la placette), peuvent être engendrés par la couverture de la placette par des sédiments, l'érosion de la surface du lit ou même l'érosion puis déposition de matériaux sur la surface du



FIGURE 4.8 – Exemple de positionnement de séries de placettes sur le banc sédimentaire C4 du Gave de Cauterets, en amont immédiat de sa confluence avec le Gave de Pau

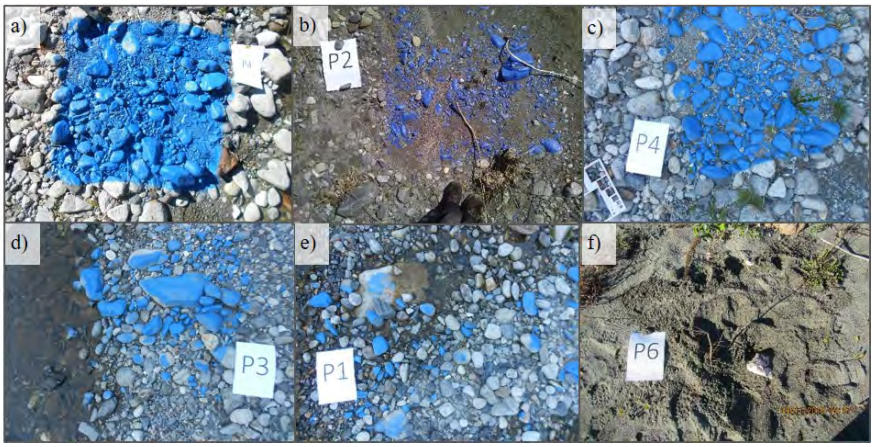


FIGURE 4.9 – Illustration de la classification utilisée pour la qualification de la mobilité sédimentaire après une période de hautes-eaux. a) Aucune mobilité ni dépôt ; b) dépôt de sédiments fins ; c) mobilité partielle faible ; d) mobilité partielle moyenne ; e) mobilité partielle forte ; f) disparition de la placette peinte

lit. Toutefois, cette approche fournit des informations qualitatives intéressantes concernant l'évolution de la granulométrie au niveau des sites suivis, ainsi que les débits pouvant mobiliser les matériaux du lit à travers le contrôle des placettes à fréquence régulière et pour différentes conditions hydrologiques.

Mêmes si cette méthode fournit des informations particulièrement utiles, une approche complémentaire est nécessaire s'il est question de qualifier l'évolution morphologique qui s'est produite au niveau des sites suivis.

4.3.4 Suivi topo-bathymétrique

Pour compléter le suivi des placettes colorées, des campagnes de mesures topo-bathymétriques répétées sont envisagées avant et après les périodes de hautes-eaux. Il s'agissait de relever des profils en travers au droit des placettes colorées et entre les deux séries de placettes. De cette manière, il était possible de compléter les informations acquises grâce à la méthode des placettes colorées, en apportant une nouvelle information concernant le type d'activité morphodynamique s'étant produite entre deux campagnes.

Trois campagnes ont été réalisées. La première a eu lieu avant la mise en place des placettes colorées en septembre 2016. La deuxième, après la mise en place des placettes en avril 2017. La dernière campagne a eu lieu après la crue de juin 2018, de période de retour 10 ans, en mars 2019 (Fig.4.10). La précision verticale de ces relevés peut dépendre de la taille des sédiments grossiers présents dans le lit, estimée à environ 10 cm (Misset, 2019). Les changements morphologiques en dessous de cette valeur sont donc considérés comme non significatifs.

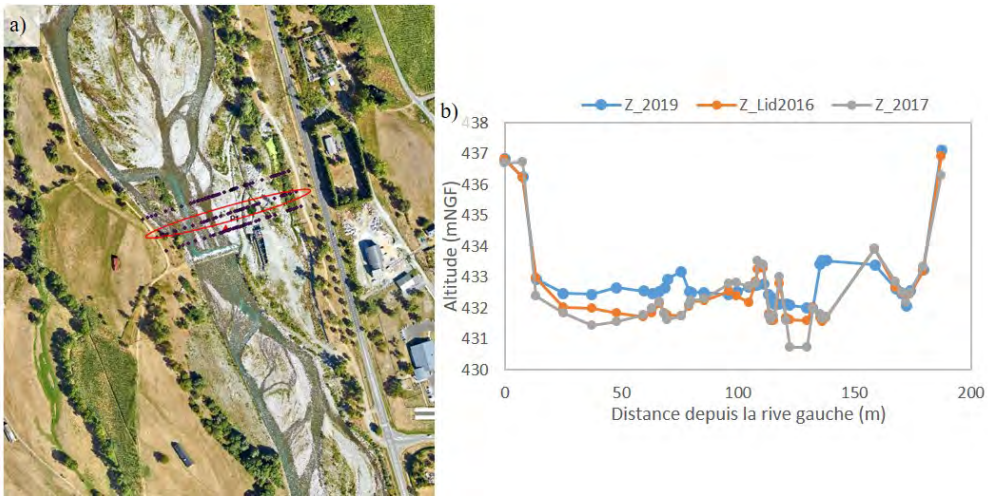


FIGURE 4.10 – Exemple de changements morphologiques observés au sein du Lac des Gaves, en aval immédiat du seuil de Beaucens. a) Photographie aérienne localisant les profils en travers concernés ; b) superposition de profils en travers à différentes dates illustrant les évolutions altimétriques, et notamment la tendance au dépôt de matériaux à l'entrée du Lac des Gaves

4.3.5 Mesure du charriage

Pour quantifier le transport solide par charriage, des prélèvements directs depuis trois ponts ont été effectués. Un pour le Gave de Cauterets en amont immédiat de sa confluence avec le Gave de Pau. Un pour le Gave de Gavarnie, en amont immédiat de sa confluence avec le Gave de Cauterets. Ces deux sites ont été choisis pour déterminer les flux entrants dans le Lac des Gaves. Enfin, un dernier site a été échantillonné en aval du Lac des Gaves pour évaluer le transport solide par charriage sur ce secteur, connaissant l'effet bloquant causé par le seuil de Préchac. Les prélèvements ont été effectués avec des variantes du Helley-Smith ($76 \times 76\ mm$). Pour les deux rivières torrentielles, un préleveur à pression différentielle Elwha avec une taille d'ouverture de $20 \times 96\ cm$, qui est une adaptation de l'échantillonneur Helley-Smith, et une taille de maille de $0.75\ mm$, a été déployé depuis les deux ponts concernés. Le Gave de Pau en aval du seuil de Préchac a quant à lui été échantillonné avec un préleveur de taille plus importante (le Toutle river 2, Hydrogeosphère ©) présentant une taille d'ouverture de $30.5 \times 15.2cm$) (Fig .4.11). En effet, le pont concerné était plus facilement accessible et la section en travers beaucoup plus large. En fonction de la configuration de

chaque pont, plusieurs échantillons ont été prélevés, et le préleveur était déplacé pour parcourir la totalité de la section en travers. Pour mesurer le transport par charriage à travers la section en travers l'équation suivante est considérée :

$$q_b = \frac{1}{L_t} \sum_{i=1}^{N} \frac{Q_{bei}}{L_e} L_i \tag{4.6}$$

Où q_b est le transport solide par charriage par unité de largeur ($gs^{-1}m^{-1}$), N le nombre d'échantillons, Q_{bei} le taux de transport par charriage pour chaque échantillon ($g\ s^{-1}$) et L_i la largeur relative au niveau du point d'échantillonnage i (m).

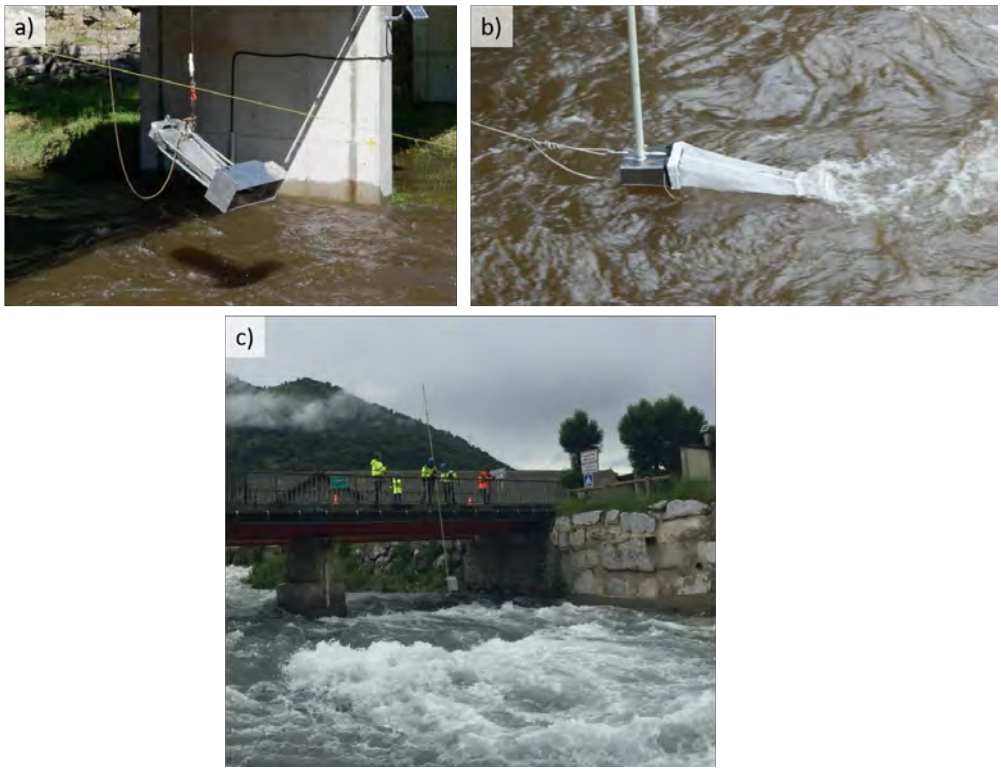


FIGURE 4.11 – a) Préleveur type Toutle River 2 ; b) échantillonneur ELWHA ; c) manipulation du préleveur ELWHA sur le Gave de Cauterets depuis le pont de Soulom (source : Hydrogéosphère)

La durée d'échantillonnage a été adaptée en fonction des conditions locales sur le terrain (de 2 à 16 minutes). Trente-six échantillons ont été collectés le 29/05/2018 et le 30/05/2018 aux sites concernés et trente-et-un entre le 13/12/2019 et le 14/12/2019 (Table 4.6). Les débits liquides associés ont été mesurés grâce à un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). Toutefois, les gammes de débit couvertes par ces deux campagnes restent limités, ce qui implique que d'autres échantillons devraient être collectés pour d'autres conditions pour être en mesure de proposer une courbe de tarage (débit solide/débit liquide) cohérente.

Les échantillons collectés ont été numérotés et transportés pour l'estimation des fractions granulométriques transportées. Chaque échantillon a été séché, tamisé et ensuite pesé pour estimer la distribution granulométrique des échantillons prélevés (Fig. 4.12). La catégorie des sables est contenue entre 0.5 et 1 mm. Toutefois, au vu de la taille des mailles de l'échantillonneur (*i.e.* 0.75 mm), nous pouvons supposer que cette fraction est négligée étant donné qu'une petite partie seulement peut être capturée. Nous considérons tout de même que la majeure partie de cette fraction est capturée car les particules de cette taille sont souvent coincées entre les sédiments grossiers.

TABLE 4.6 – Caractéristiques des prélèvements effectués pour la mesure du transport solide par charriage

Cours d'eau	Date	Type de préleveur	Maille de prélèvement (mm)	Pente locale (%)	Largeur de la section (m)	Débit durant les prélèvements (m^3/s)	Nombre de verticales	Nombre d'échantillons
Le Gave de Pau	29/05/2018	Toutle	0.75	0.3	53	96	3	12
	14/12/2019-PM					150	2	8
Le Gave de Gavarnie	30/05/2018-AM	Elwha	0.75	0.3	25	23	5	15
	13/12/2019-AM					38		14
Le Gave de Cauterets	30/05/2019-PM	Elwha	0.75	3	15	14	3	9
	13/12/2019-PM					26		



FIGURE 4.12 – Tamisage des échantillons collectés en laboratoire (source : Hydrogéosphère)

4.4 Résultats

4.4.1 Analyse historique planimétrique

4.4.1.1 Évolution générale des unités morphologiques des tronçons amont (1948-2016)

La comparaison des photographies aériennes sur les tronçons amont, montrent que la trajectoire d'évolution des unités morphologiques (bancs sédimentaires et bande active), suit bien la chronologie des forçages climatiques et anthropiques observés au niveau de la plupart des systèmes torrentiels français.

Il semblerait que la crue de juin 2013 soit l'événement ayant eu le plus d'effet sur la géométrie des trois cours d'eau amont analysés (Fig.4.13). Toutefois, l'analyse quantitative planimétrique a permis d'identifier d'autres forçages à l'origine des changements observés. Les résultats sont présentés ci-dessous pour chaque sous bassin versant (Gaves de Cauterets et de Gavarnie).

Le Gave de Cauterets

L'analyse des photographies aériennes conduite sur les cinq zones identifiées sur le Gave de Cauterets, depuis le secteur du Marcadau jusqu'à sa confluence avec le Gave de Pau, révèle globalement une tendance à la rétractation de la bande active entre 1948 et 2001. Durant cette période de calme hydrologique (1950-2000) (Antoine, 2011; Blanpied et al., 2018; Valette and Carozza, 2010), la rétractation de la bande active est d'environ 9 m en moyenne sur le Gave de Cauterets (Fig.4.14).

Depuis 1948, les crues morphogènes répertoriées dans la BD RTM (1960, 1963, 1965, 1979, 1982, 1984, 1988, 2003) (Peteuil, 2004), n'ont quasiment eu aucun impact sur la géométrie du cours d'eau. La première crue ayant provoqué un élargissement non négligeable de la bande active (+ 4 m) est celle d'octobre 2005. Elle a toutefois, été poursuivie par une rétractation de la bande active avant la crue morphogène de 2013 (-2.5

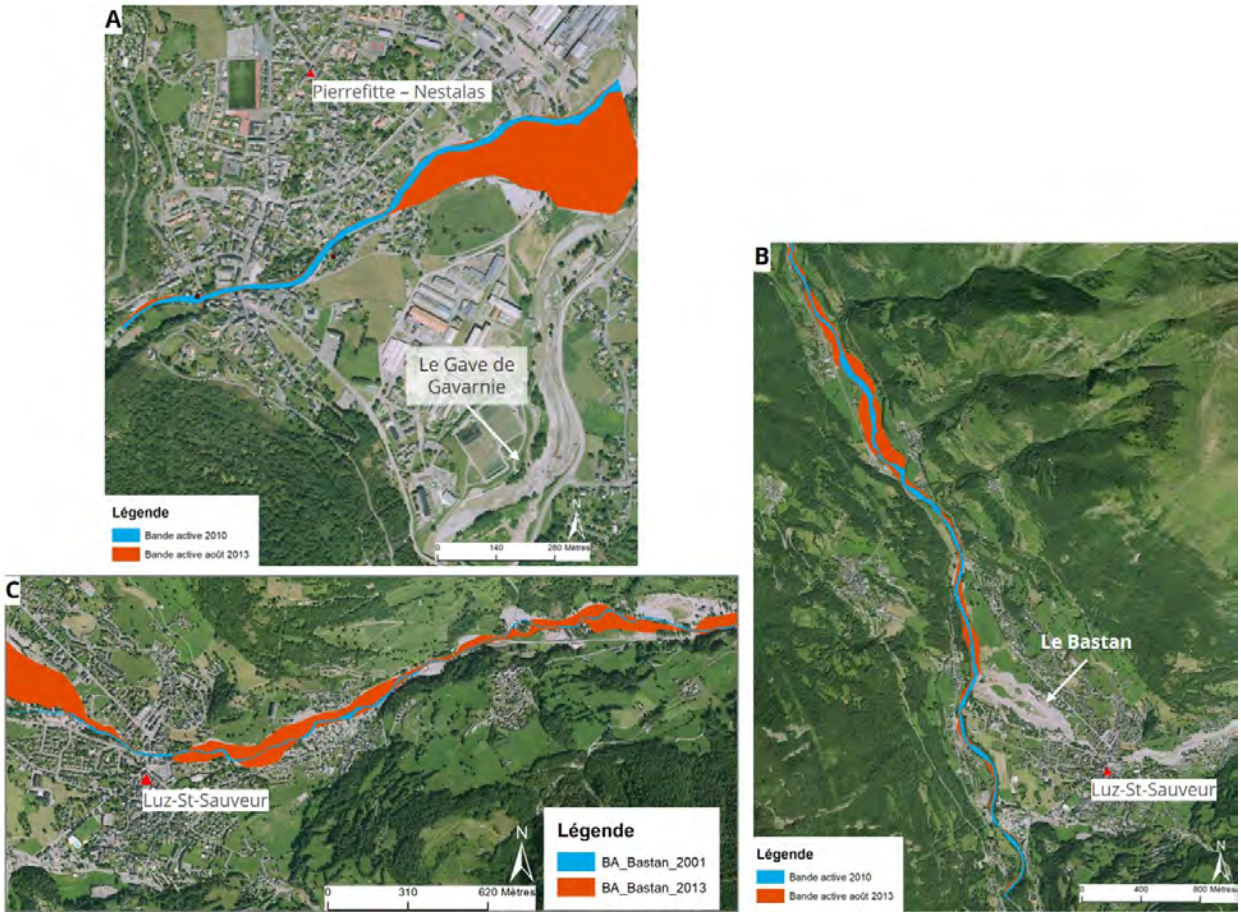
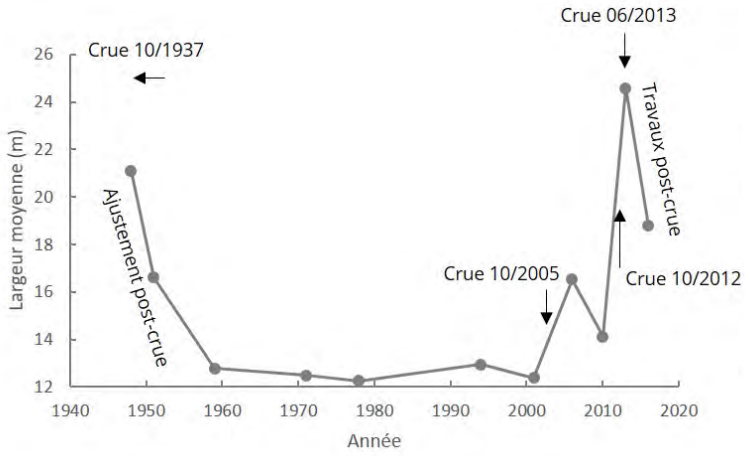


FIGURE 4.13 – Cartographie de la bande active en 2010 et 2013 illustrant le phénomène d'élargissement sur les tronçons amont ayant le plus réagi à l'événement de 2013. A : sur le Gave de Cauterets (Zone5_GC) ; B : sur le Gave de Gavarnie, au niveau de la plaine de Saligos, confluence avec le Bastan (Zone2_GG) et C : sur le Bastan au niveau de la ville de Luz-St-Sauveur



Crue	Débit de pointe à Lourdes (m^3/s)
10/1937	700-900
10/2005	321
10/2012	504
06/2013	756

FIGURE 4.14 – Évolution de la largeur moyenne de la bande active du Gave de Cauterets

m). La crue de juin 2013 a ensuite élargi le chenal de 74%, le faisant passer d'une largeur de 14 m à 25 m en moyenne.

L'analyse de l'évolution des bandes actives (Fig.4.15) et de la surface des bancs sédimentaires (Fig.4.16) sur tous les secteurs alluviaux considérés (Zones 1 à 5), est détaillée ci-après.

La première zone étudiée (Zone1_GC) en tête de bassin versant, ne présente que très peu d'évolutions entre 1994 à 2016 (période couverte par notre analyse). La crue de 2013 n'a fait que très peu réagir le chenal sur ce secteur (+ 1.3 m) et la largeur de la bande active oscille autour des 17 m en moyenne sur toutes les années considérées. L'analyse de l'évolution du stock sédimentaire semble quant à elle illustrer une tendance au dépôt de matériaux entre 1994 et 2006 (+ 81%), suivie ensuite d'une diminution d'environ 24% (2006-2010). La crue de juin 2013 n'a que très peu contribué à la recharge sédimentaire en augmentant le stock disponible d'à peine 10%. Elle semble tout de même toujours en cours sur ce secteur.

Le deuxième secteur analysé (Zone2_GC) concerne le tronçon au droit de la pisciculture de la Raillère situé en amont immédiat de la ville de Cauterets. Sur ce tronçon, on observe une rétractation d'environ 57% de la bande active, entre 1948 et 2001, soit le passage d'une largeur de 24 m à un chenal de 10 m. La diminution de la surface des bancs sédimentaires (-60%) rejoint la tendance observée sur la même période. Ensuite, il semblerait que ce tronçon ait réagi de manière considérable à la crue d'octobre 2005, étant donné qu'on note un élargissement de la bande active d'environ 40% en moyenne et une augmentation de 88% de la surface des bancs sédimentaires. En effet, en octobre 2005, le Gave de Cauterets enregistre le débit le plus élevé jamais connu sur son cours ($135\ m^3/s$ contre $115\ m^3/s$ en 2013). Cet événement a donc fortement travaillé les berges du cours d'eau et préparé, en quelque sorte, le terrain (avec la crue de 2012 dont les informations sont peu nombreuses) pour la crue de juin 2013. Cette dernière a d'ailleurs également contribué à l'élargissement du chenal sur ce secteur et à la densification du stock sédimentaire disponible. On observe en effet, une augmentation de la largeur moyenne de la bande active de 19% sur ce secteur et de 45% (+ 0.16 ha) de la surface des bancs alluviaux. Enfin, malgré une légère diminution de la largeur moyenne de la bande active entre 2013 et 2016 (- 6%), la fourniture sédimentaire semble toujours en cours étant donné qu'on remarque une augmentation de 17 % du stock sédimentaire.

Le troisième secteur analysé (Zone3_GC) concerne la plaine de Concé, en aval immédiat de la ville de Cauterets. Ce tronçon est a très fortement réagi à la crue de juin 2013 étant donné que plusieurs habitations ont été emportées et toute la plaine a été remaniée. Entre 1948 et 2001, on remarque une rétractation de la bande active de 33% en moyenne et une diminution de 52% du stock sédimentaire, rejoignant les résultats d'évolution moyenne observés en cette période de calme hydrologique. Ce tronçon semble ensuite avoir également réagi à la crue d'octobre 2005, étant donné qu'on observe un élargissement de sa bande active d'environ 22% et une augmentation de la surface des bancs sédimentaires de 77%. Toutefois, l'événement ayant le plus fortement impacté ce tronçon, est celui de juin 2013. En effet, on constate une augmentation de 62% de la largeur moyenne de la bande active, soit le passage de 16 m à plus de 43 m, surpassant la largeur connue en 1948 (19 m). Ce phénomène est ensuite accompagné d'une augmentation encore plus remarquable du stock sédimentaire (+ 87%). Enfin, nous soupçonnons les travaux post-crue (chenalisation majoritairement) d'avoir fortement contribué à la rétractation de la bande active sur ce secteur (-50%), et à la diminution considérable du stock sédimentaire (-70%).

Le quatrième secteur analysé (Zone4_GC) est souvent nommé secteur des "épingles" ou les "lacets du limaçon", qualifiant la nouvelle route départementale (en grands virages) ayant remplacé celle qui s'était effondrée au cours de la crue de juin 2013. Ce dommage matériel témoigne de la forte réponse de ce tronçon à cet événement. D'un point de vue géométrique, ce dernier suit la même tendance que les deux tronçons analysés précédemment. On observe de la même manière une rétractation de la bande active d'environ 50% entre 1948 et 2001. Un tarissement important du stock sédimentaire est observé de manière conjointe , illustré par la disparition progressive des bancs sédimentaires entre 1948 et 1959, puis totale entre 1971 et 2001. Ce tronçon a également réagi à la crue d'octobre 2005. En effet, une augmentation de 39% de la largeur de la bande active est constatée, soit un passage de 7.5 m à 12 m (+ 4.5 m). De nouveaux matériaux, en

faible quantité, semblent également avoir été amenés par cet événement (0.06 ha). La crue de juin 2013 reste tout de même l'événement qui a le plus fait réagir ce tronçon, étant donné qu'un élargissement de 39% est apprécié. Cette crue majeure a fortement participé à la recharge sédimentaire de ce site, observée à travers l'augmentation d'environ 91% du stock de matériaux. Enfin, entre 2013 et 2016, le chenal semble être en pleine période d'ajustement post-crue/post-travaux illustrée par la rétractation de 21% de sa bande active et une diminution de 44% de la surface de ses bancs sédimentaires.

Le dernier secteur analysé se trouve au niveau de la confluence avec le Gave de Pau (Zone5_GC), qui semble être la zone ayant le plus réagi aux différents forçages au vu des fluctuations du stock sédimentaire. Ceci est très certainement dû au fonctionnement spécial de ce secteur, qualifié de cône de déjection du Gave de Cauterets (diminution considérable de la pente à la sortie de gorges favorisant le dépôt de matériaux). Ce secteur a très fortement réagi à la crue de juin 2013 et de nombreux dégâts matériels ont été constatés au niveau des villes de Pierrefitte-Soulom. Il subit globalement les mêmes tendances d'évolution que les trois tronçons alluviaux analysés sur le Gave de Cauterets. Entre 1948 et 2001, une rétractation de 46% la bande active est observée accompagnée d'une diminution d'environ 95% de la surface des bancs sédimentaires. Elle est suivie par un élargissement provoqué par la crue d'octobre 2005 d'environ 30% et une très forte augmentation du stock sédimentaire (+ 93%). La crue de juin 2013 a été particulièrement morphogène sur ce secteur, et a provoqué son élargissement de plus de 60%, soit un passage de 17 m en 2006 à 43 m en 2013 (+ 26 m). Elle a également déposé une quantité importante de matériaux, transportés depuis l'amont (+ 92%). Enfin, les différents remaniements post-crue ont conduit à une rétractation de la bande active de ce tronçon entre 2013 et 2016 (-44%) et une diminution de 89% du stock sédimentaire.

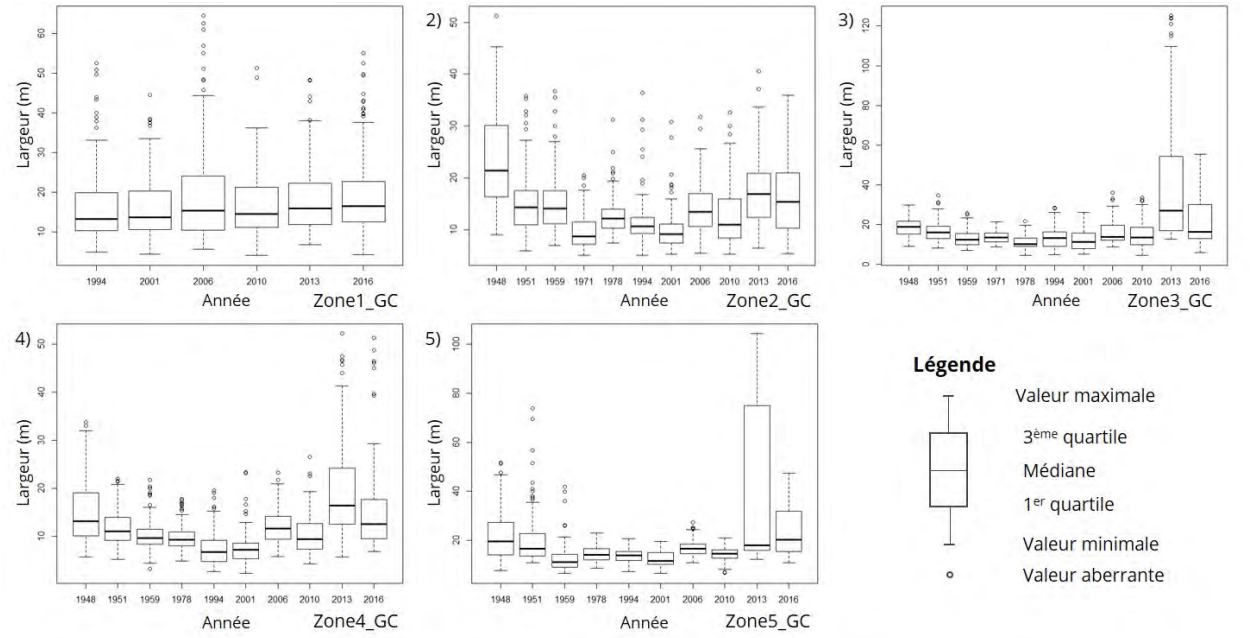


FIGURE 4.15 – Boxplots présentant les évolutions des surfaces de bandes actives des tronçons analysés sur le Gave de Cauterets

Le Gave de Gavarnie et le Bastan

L'analyse des photographies aériennes sur les trois zones sélectionnées sur le Gave de Gavarnie ainsi que le torrent du Bastan, révèle également une tendance à la rétractation de la bande active entre 1948 et 2001. La rétractation se révèle être d'environ 20 m durant cette période de calme hydrologique (Fig.4.17).

Les crues morphogènes répertoriées dans la BD RTM après 1948 (1952, 1965, 1977, 1979, 1982, 1997) (Peteuil, 2004), ont également montré très peu d'impacts sur la géométrie du Gave de Gavarnie. La crue

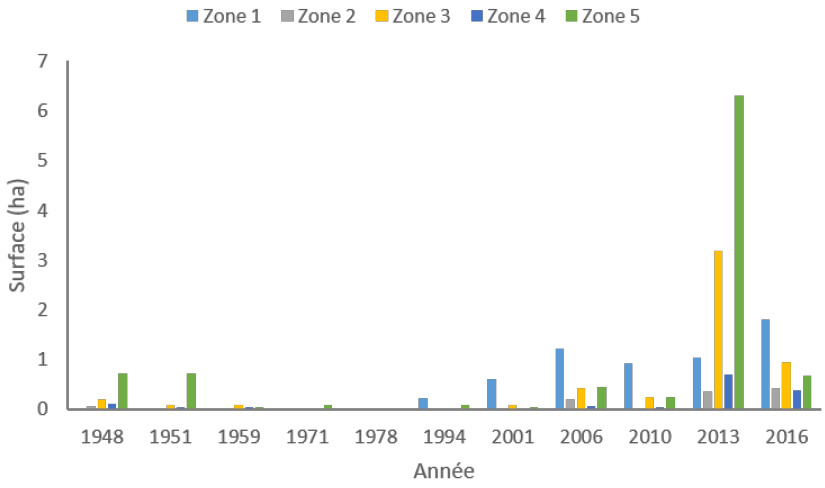


FIGURE 4.16 – Évolution des surfaces de bancs sédimentaires présents sur le Gave de Cauterets

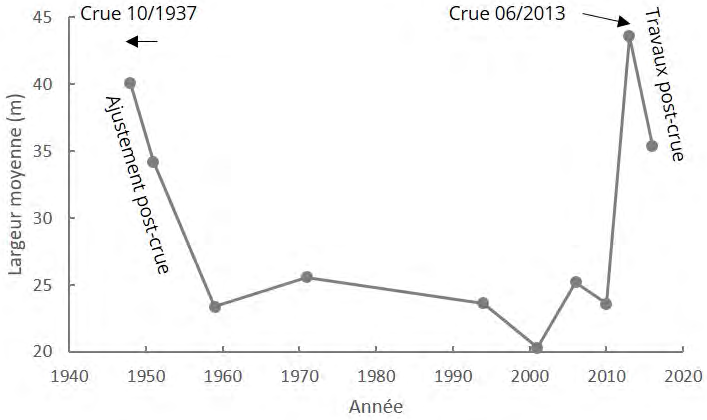


FIGURE 4.17 – Évolution de la largeur moyenne de la bande active du Gave de Gavarnie

d'octobre 2005, de moindre ampleur sur ce cours d'eau, semble avoir tout de même provoqué un léger élargissement de la bande active (+ 4 m), qui a très rapidement été suivie d'une rétractation avant la crue de juin 2013 (-1.6 m). L'événement de 2013 a ensuite fortement contribué à l'élargissement du chenal de 46%, le faisant passer d'une largeur de 24 m à 44 m en moyenne. Ces évolutions semblent donc similaires à celles du Gave de Cauterets, ce qui paraît peu étonnant au vu de la concomitance de plusieurs crues sur les deux sous-bassins versants, de leur étendue et de leur proximité géographique (Peteuil, 2004).

Le torrent du Bastan, analysé entre 2001 et 2016, présente un élargissement considérable de la largeur de sa bande active suite à la crue de juin 2013 (Fig. 4.13). Entre 2001 et 2010 on n'observe quasiment aucune évolution. Le Bastan possède à cette période une allure de chenal torrentiel, présentant une largeur oscillant en moyenne autour de 7 m sur l'ensemble de son linéaire (Fig.4.18). La crue de juin 2013 contribue à l'élargissement considérable de sa bande active (+ 86%), soit le passage d'une largeur autour de 7 m à 39 m. Les secteurs les plus concernés par ces élargissements sont : l'aval de Barèges, l'aval de Betpouey, sur la plaine d'Esterre et sur le cône de déjection du Bastan au niveau de Luz-St-Sauveur (Blanpied, 2019). Les travaux post-crue ont ensuite contribué à une rétractation rapide de la bande active estimée à 39%.

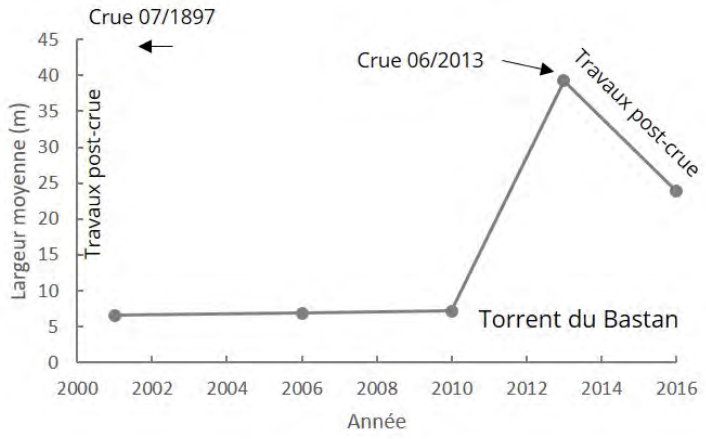


FIGURE 4.18 – Évolution de la largeur moyenne de la bande active du torrent du Bastan

La répartition statistique des largeurs de bande active tous les 20 m sur les quatre secteurs étudiés est présentée sur la figure 4.19. Les surfaces totales des bancs sédimentaires recensés sont présentés sur la figure 4.20 pour le Gave de Gavarnie et le torrent du Bastan.

Le premier secteur présente un élargissement notable (+ 7.7 m soit 21%) appuyé par une augmentation de 27% de la surface des bancs sédimentaires entre 2001 et 2010. Ce phénomène se poursuit légèrement sur ce secteur, avec l'arrivée de la crue de juin 2013 (+ 5%), et on observe ensuite une stabilisation du chenal entre 2013 et 2016 (+ 1%), accompagné d'une hausse de la disponibilité sédimentaire (+ 16%) en 2013. Enfin, entre 2013 et 2016 on remarque une baisse de 15% du stock sédimentaire.

Le deuxième secteur analysé, correspond à la plaine de Saligos, situé à l'aval immédiat de la confluence avec le torrent du Bastan. Ce dernier présente également des fluctuations importantes, représentant les réponses du système aux différents forçages, climatiques et anthropiques. Entre 1948 et 2001, une rétractation nette de la bande active est observée (- 65%) accompagnée d'une diminution drastique du stock sédimentaire (-90%). La crue d'octobre 2005 semble contribuer à la modification de la géométrie du cours d'eau sur ce secteur à travers son élargissement de + 7 m entre 2001 et 2006 (+ 31%). Le stock sédimentaire semble également être réapprovisionné par cette crue sur ce secteur, étant donné qu'on observe une augmentation de 86%. La crue de juin 2013 provoque un élargissement conséquent de la largeur de ce tronçon d'environ 50% lui faisant gagner environ 25 m de largeur de bande active. La surface des bancs sédimentaires augmente conjointement (+ 75%). Enfin, suivant la crue de juin 2013 et les travaux post-crue, une rétractation d'environ 20% de la bande active est observée sur ce secteur, accompagnée d'une diminution de 41% de la surface des bancs sédimentaires.

Le dernier secteur analysé sur le Gave de Gavarnie (Zone3_GG), est situé en amont immédiat de sa confluence avec le Gave de Cauterets. Sur la même tendance que les tronçons précédents, ce dernier présente un phénomène de rétractation de sa bande active de moindre ampleur (- 16%) durant la période de calme hydrologique (1948-2001). La surface des bancs sédimentaires, diminue quant à elle de manière considérable sur la même période (-62%). La crue d'octobre 2005 n'a fait réagir que très légèrement ce tronçon, étant donné qu'on note une augmentation de seulement + 0.2% de la largeur de sa bande active, accompagnée d'une augmentation légère de la surface des bancs sédimentaires présents (+ 13%). La crue de juin 2013 a contribué à un élargissement non négligeable de la surface de la bande active (+ 37%) et une augmentation considérable du stock sédimentaire (+ 21%). Enfin, les travaux post-crue ont contribué à une rétractation de 21% de la largeur de la bande active, accompagnée d'une diminution de 23% de la surface des bancs sédimentaires.

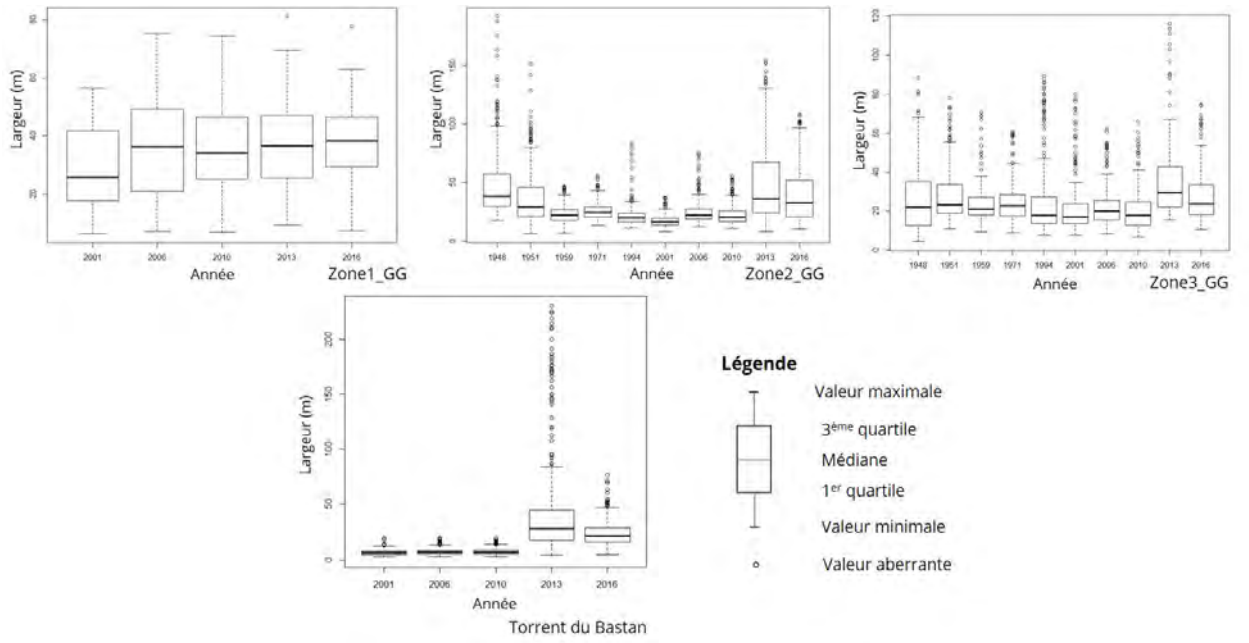


FIGURE 4.19 – Boxplots présentant les évolutions des surfaces de bandes actives des tronçons analysés sur le Gave de Gavarnie

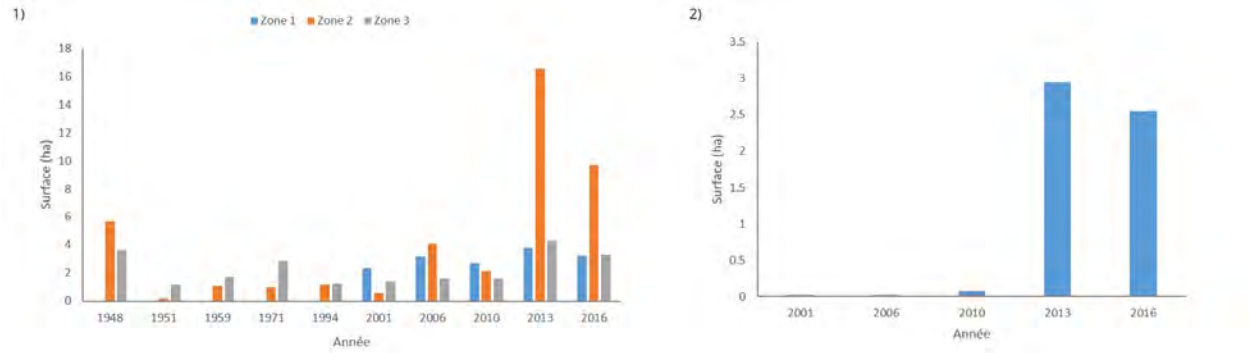


FIGURE 4.20 – Évolution des surfaces de bancs sédimentaires présents dans le sous bassin versant du Gave de Gavarnie : 1) les tronçons du Gave de Gavarnie et 2) le torrent du Bastan

4.4.1.2 Évolution générale des unités morphologiques du tronçon du Lac des Gaves (1826-2019)

Chenal en eau

Le Cadastre Napoléonien n'a pas permis de tirer de conclusions quant à l'évolution de la bande active ou des bancs sédimentaires, étant donné que ces unités n'étaient pas explicitement cartographiées. Une comparaison visuelle qualitative avec les photographies aériennes récentes a tout de même fourni des informations intéressantes, notamment l'assèchement important des milieux aquatiques en aval du Lac des Gaves, zone historiquement connue pour sa morphologie en tresses (Fig.4.21).

Le chenal en eau présent voit sa surface diminuer de moitié entre 1826 et 2016 en aval du seuil de Préchac, soit le passage d'une superficie de 47 ha en 1826 à 19 ha en 2016. La crue de juin 2018 semble avoir légèrement contribué à l'augmentation de la surface du chenal en eau, étant donné qu'on observe une

faible augmentation d'environ 3%.



FIGURE 4.21 – Disparition de la zone de tressage historique en aval du seuil de Préchac au niveau du pont de Tilhos (1826-2016)

Bande active et bancs sédimentaires

Contrairement aux tronçons amont, le secteur du Lac des Gaves présente des fluctuations plus marquées quant à l'évolution de ses unités morphologiques, au vu des nombreuses pressions anthropiques qu'il a endurées depuis les années 1950.

L'analyse de la largeur moyenne de sa bande active (sur tout le tronçon : en amont et en aval du seuil de Préchac) témoigne d'une rétractation généralisée entre 1948 et 1962 (- 43%), particulièrement accentuée par le début des extractions de matériaux en 1959 (Fig.4.22). Entre 1962 et 1983, on observe des fluctuations de la largeur de la bande active, s'élargissant entre 1962 et 1971, pour se rétracter entre 1971 et 1978 et s'élargir de nouveau entre 1978 et 1983 (+ 36% entre 1962 et 1983). Ces fluctuations sont associées aux rythmes d'extractions de matériaux, variés d'année en année sur ce secteur ainsi que la construction du seuil de Préchac estimée avoir eu lieu entre 1979 et 1981. Le début du projet "Lac des Gaves" (1992) a contribué à une forte rétractation de la bande active du tronçon (- 42% entre 1983 et 1994). La création du plan d'eau à vocation touristique (2001) a quant à lui conduit à un élargissement de la bande active peu avant la fin du projet (+ 18%). Sur ce secteur, la crue d'octobre 2005 ne semble avoir impacté que très légèrement le tronçon, étant donné qu'on observe un élargissement d'environ 4%. La crue de juin 2013 a quant à elle fortement contribué à l'augmentation de la largeur de la bande active sur l'ensemble du tronçon (+ 32%). Une légère rétractation est observée post-crue (-7%), très probablement liée aux divers travaux d'urgence menés. Enfin, la crue de 2018 ne semble pas avoir modifié considérablement la géométrie du tronçon du Lac des Gaves, étant donné qu'on note une diminution de 1.4% de la largeur de la bande active.

Les résultats présentés ci-dessus, ne permettent pas de discerner les deux comportements opposés, en amont et en aval du seuil de Préchac, observés sur le terrain. Les figures 4.23 et 4.24 illustrent beaucoup mieux les comportements très différents des deux sous-tronçons.

Le comportement en amont, correspond globalement aux fluctuations observées à l'échelle de tout le tronçon. En aval, on distingue plutôt une forte tendance généralisée à la rétractation de la bande active entre 1948 et 2006, diminuant de moitié la largeur moyenne en aval du seuil de Préchac, soit le passage de 83 m en 1948 à 42 m en 2006. La crue de juin 2013 a légèrement contribué à l'élargissement de la bande active sur le secteur aval (+ 24%). Enfin, la crue de juin 2018 ne semble pas avoir contribué à des modifications de la géométrie dans cette tendance, étant donné qu'on observe au contraire une rétractation d'environ 4 m entre 2013 et 2019.

Pour compléter les informations présentées ci-dessus, les bancs sédimentaires (Fig. 4.25) rejoignent les fluctuations observées lors de l'analyse de l'évolution de la géométrie des cours d'eau. De manière générale,

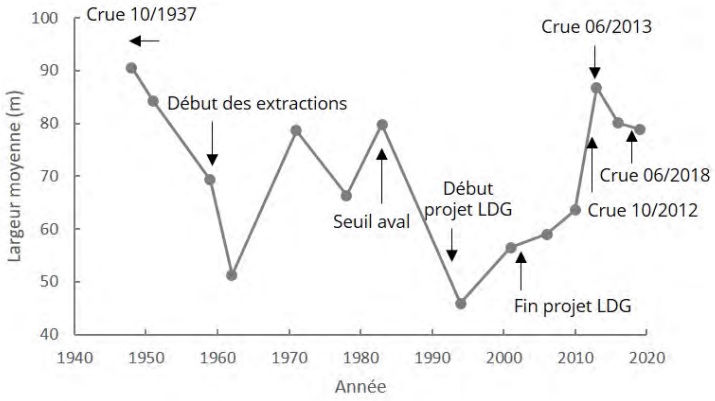


FIGURE 4.22 – Évolution de la largeur moyenne de la bande active de l'ensemble du tronçon du Lac des Gaves

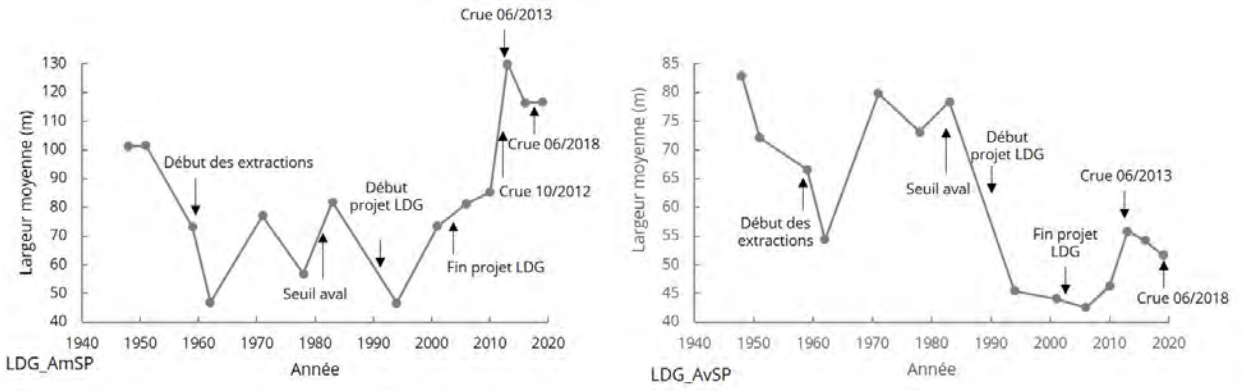


FIGURE 4.23 – Évolution de la largeur moyenne de la bande active sur les deux sous-tronçons analysés : en amont du seuil de Préchac (LDG_AmSP, à gauche) et en aval (LDG_AvSP, à droite)

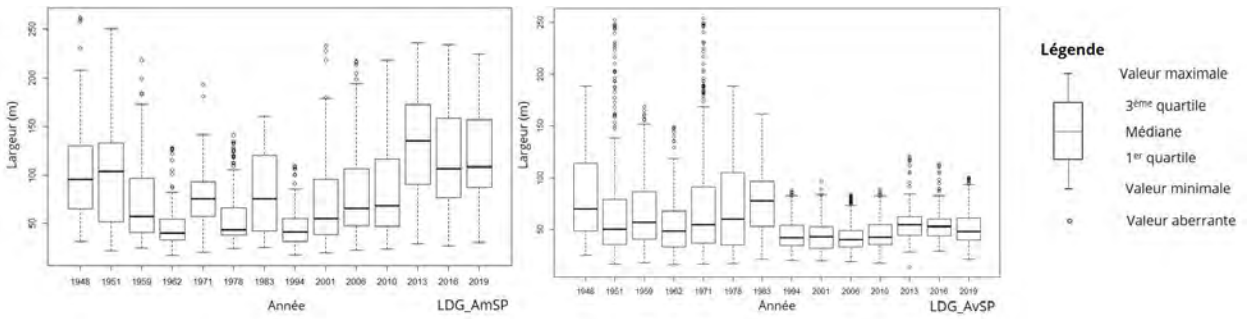


FIGURE 4.24 – Boxplots présentant les évolutions des surfaces de bandes actives des tronçons analysés sur le tronçon du Lac des Gaves en amont du seuil de Préchac (LDG_AmSP, à gauche) et en aval (LDG_AvSP, à droite)

on observe, une diminution considérable de la surface des bancs sédimentaires entre 1948 et 1994 (2 ans après le début du projet Lac des Gaves et 35 ans après le début des extractions de matériaux). La fourniture sédimentaire semble ensuite augmenter progressivement en amont et en aval, pour connaître son maximum

après la crue de juin 2013 (+ 29 ha en amont et + 3 ha en aval du seuil de Préchac).

Le stock sédimentaire dans le Lac des Gaves (entre les deux seuils : LDG sur la figure 4.25), semble quant à lui être très régulièrement alimenté par les matériaux provenant de l'amont. En effet, entre 2001 et 2013, on observe une augmentation de 102% du stock sédimentaire disponible. Une augmentation de 163% est ensuite observée entre 2013 et 2016 témoignant de l'alimentation du tronçon du Lac des Gaves même pour des crues de moindre ampleur. Enfin, le stock sédimentaire mobilisé par le crue de juin 2018, semble avoir été piégé dans sa quasi-intégralité entre les deux seuils. En effet, on observe une augmentation de 112% du stock sédimentaire au sein du Lac des Gaves, alors qu'une diminution est observée lorsqu'on considère le tronçon amont dans son intégralité.

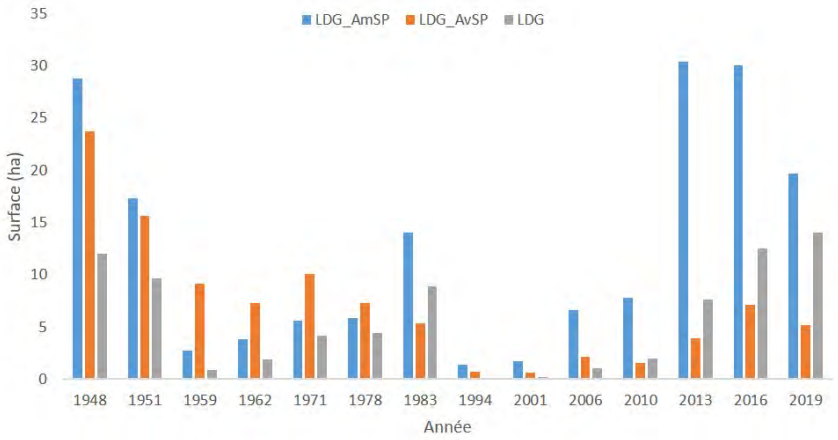


FIGURE 4.25 – Évolution des surfaces de bancs sédimentaires présents le tronçon du Lac des Gaves, en amont du seuil de Préchac (LDG_AmSP), en aval (LDG_AvSP), et entre les deux seuils (LDG)

Les figures 4.26 et 4.27 résument les grandes tendances d'évolution endurées par le tronçon du Lac des Gaves, en amont et en aval du seuil de Préchac.

4.4.1.3 Connectivité sédimentaire des bassins amont

Identification des sources sédimentaires

Les investigations terrain couplées à la digitalisation manuelle des sources sédimentaires (Fig.4.28) ont permis, d'une part de localiser les sources pouvant potentiellement être connectées au réseau hydrographique de rang 2 [3], et d'autre part, d'estimer leur emprise en comparaison à la couverture forestière et à la surface totale des bassins versants étudiés.

Il ressort de cette analyse que (Table 4.7), les sources sédimentaires potentiellement connectées ne représentent que 0.4% et 1.7% de la surface totale des bassins versants du Gave de Cauterets et de Gavarnie respectivement. La couverture forestière, semble quant à elle correspondre à la catégorie de couverture des sols la plus dominante sur les deux sous bassins versants. En effet, le couvert forestier, représente 51.3% de la superficie du bassin versant du Gave de Cauterets et 77.4% de la superficie du bassin du Gave de Gavarnie.

Bien que les investigations terrain aient toute leur place dans le cadre d'approches géomorphologiques, l'identification visuelle des sources sédimentaires, pour apprécier les stocks sédimentaires disponibles, peut

3. Selon la classification de Strahler (1957) : le rang 1 est attribué à tous les tronçons de tête de bassin versant ; la rencontre de deux tronçons de rang 1 forme, après leur confluence, un tronçon de rang 2 ; la rencontre de deux tronçons de rang 2 produit un tronçon de rang 3, etc.

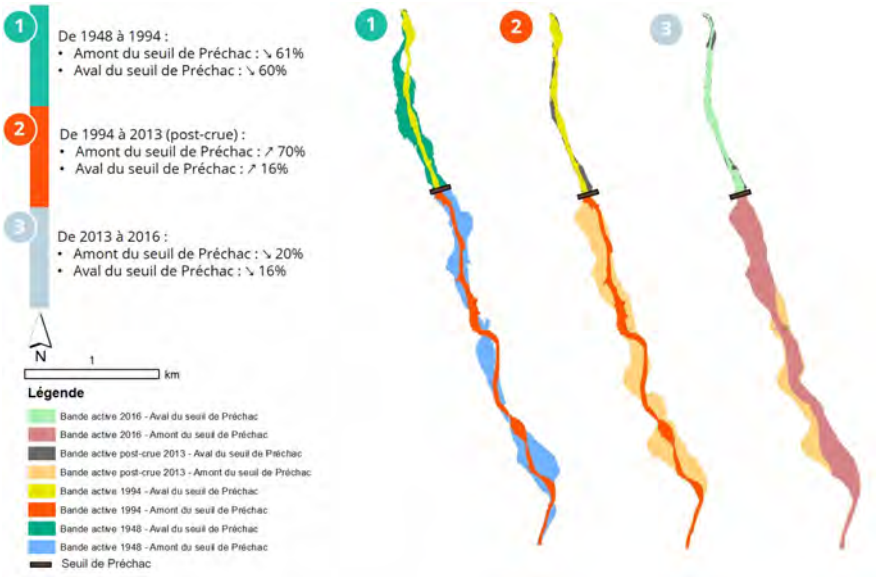


FIGURE 4.26 – Grandes tendances d'évolution des bandes actives amont et aval du tronçon du Lac des Gaves entre 1948 et 2016

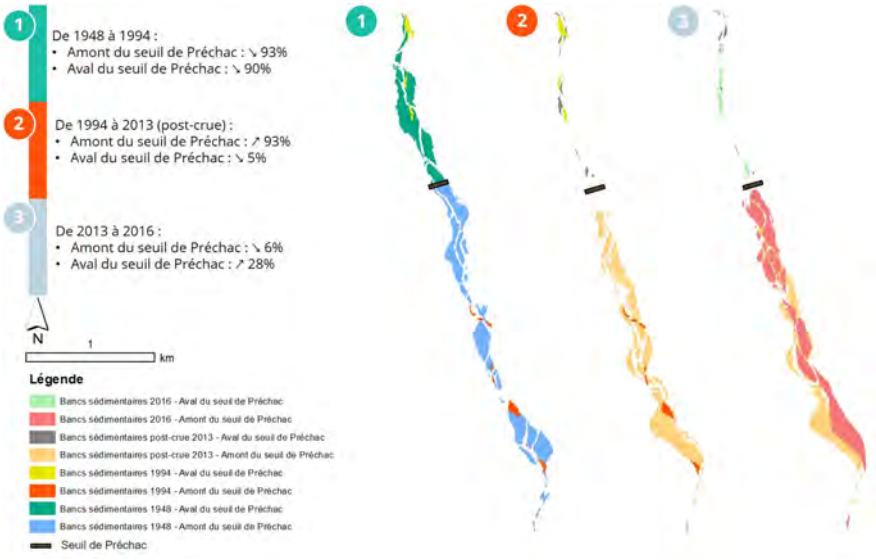


FIGURE 4.27 – Grandes tendances d'évolution des bancs sédimentaires en amont et en aval du seuil de Préchac sur le tronçon du Lac des Gaves entre 1948 et 2016

d'avérer fortement subjective ce qui peut souvent conduire à une sous-estimation ou une surestimation de la capacité de production d'un bassin versant. Coupler ces résultats avec des calculs de l'IC, présentés dans le paragraphe suivant, offre la possibilité d'acquérir une vision d'ensemble, complétant les informations manquantes à cette première approche.

Calcul de l'Indice de Connectivité sédimentaire

Le calcul de l'IC a été réalisé sur les deux sous bassins versants amont, en prenant pour cible le réseau hydrographique de rang 3, dans un premier temps, et la confluence avec le Gave de Pau, dans un second temps car il s'agit des zones à plus forts enjeux. Ce deuxième calcul a été effectué pour évaluer l'efficacité

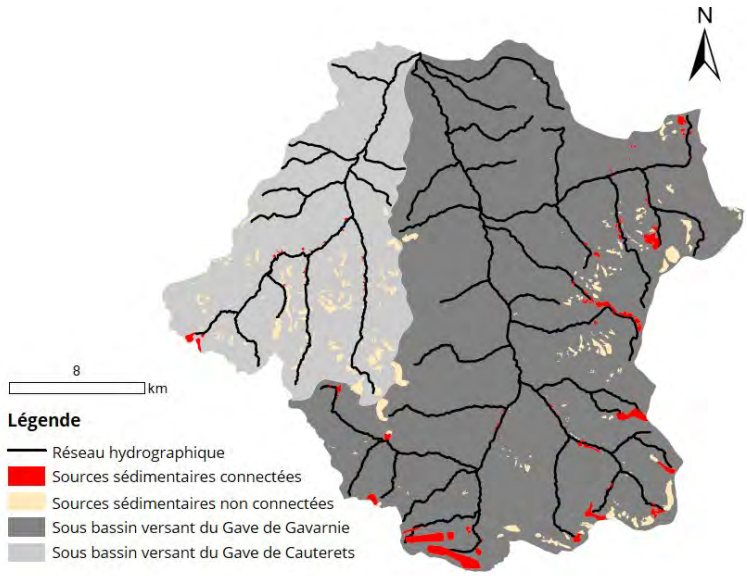


FIGURE 4.28 – Sources sédimentaires connectées et non connectées des deux sous bassins versants amont

TABLE 4.7 – Répartition de la couverture forestière et des sources sédimentaires sur les sous-bassins versants amont

	SSBV du Gave de Cauterets	SSBV du Gave de Gavarnie
Surface (km²)	181	486
Couverture forestière (%)	51.3	77.4
Sources sédimentaires – toutes (%)	4.3	3.6
Sources sédimentaires – connectées au réseau hydrographique (%)	0.4	1.7

des deux sous bassins versants contributeurs, à acheminer les matériaux produits par processus de versants dans chaque sous bassin versant jusqu'au point d'entrée de notre système d'intérêt : le tronçon du Lac des Gaves.

Lorsque le réseau hydrographique principal est pris pour cible (Fig.4.29), les valeurs obtenues sur les deux sous bassins versants sont comprises entre -7.79 et 3.11 correspondant aux valeurs minimale et maximale de l'IC. C'est le bassin versant du Gave de Cauterets qui possède le plus grand écart. En termes de moyennes, le bassin versant du Gave de Cauterets présente un IC de -3.64 et le Gave de Gavarnie -3.60, qui permettent de représenter la connectivité globale des deux sous bassins versants. Les valeurs extrêmes (min, max) permettent quant à elles, de localiser des zones qui sont potentiellement très ou peu connectées au réseau hydrographique. La connectivité sédimentaire du Gave de Gavarnie paraît légèrement plus élevée que celle du Gave de Cauterets lorsque le réseau hydrographique de rang 3 est pris pour cible.

Lorsque les exutoires sont pris pour cible (Fig.4.30), les valeurs obtenues sur les deux sous bassins versants sont beaucoup plus basses. En effet, elles sont comprises entre -8.88 et -3.64. Cette fois-ci, c'est le Gave de Cauterets qui semble présenter une connectivité sédimentaire plus efficace (-3.64 en moyenne) par rapport à celle du Gave de Gavarnie (-5.69).

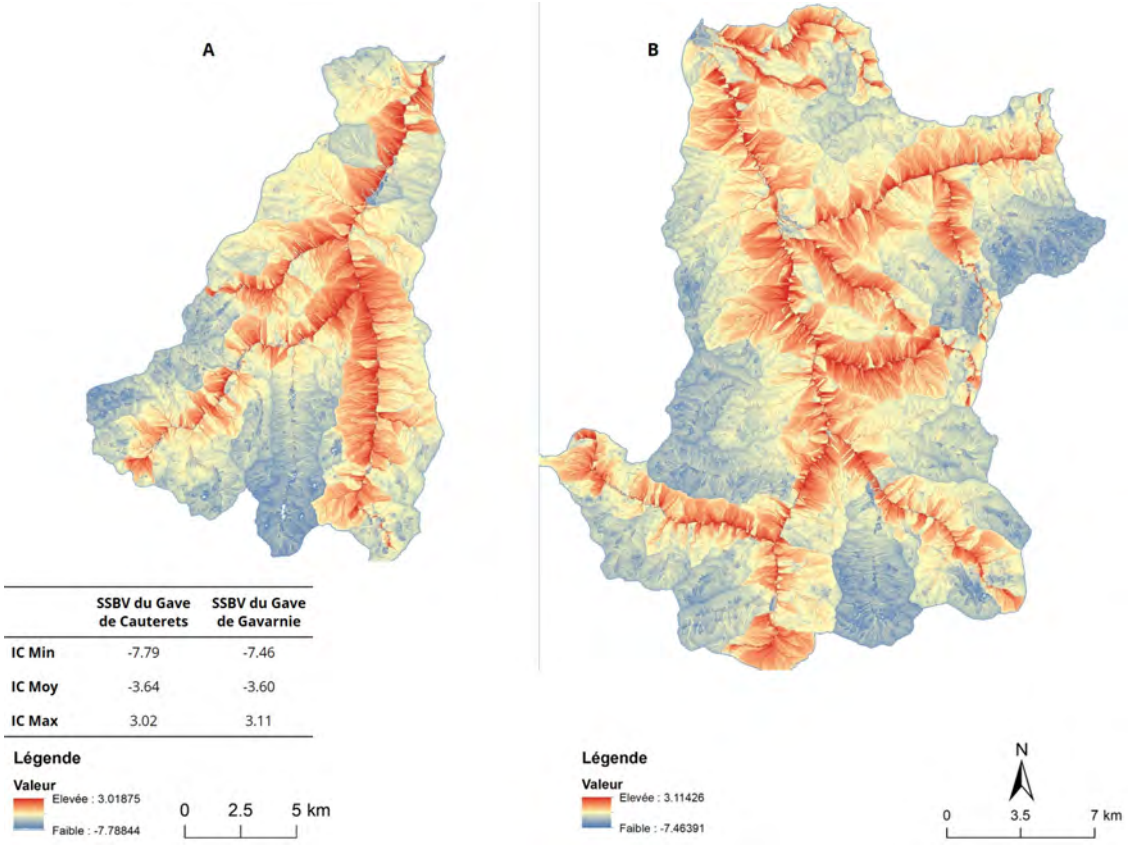


FIGURE 4.29 – IC spatialisé sur les sous bassins versants du Gave de Cauterets (A) et du Gave de Gavarnie (B). Le réseau hydrographique de rang 3 est utilisé comme cible

4.4.2 Analyse historique verticale

4.4.2.1 Évolutions altimétriques depuis le début du 20ème siècle

L'analyse de l'évolution des profils en long révèle une tendance à l'incision pour les Gaves de Cauterets et de Pau durant le siècle passé (Fig.4.31). Le Gave de Gavarnie présente quant à lui une tendance au dépôt. Sur tous les points du profil en long analysés, 58% ont été considérés comme fiables pour le Gave de Gavarnie, 66% pour le Gave de Cauterets et 86% pour le Gave de Pau ($|\Delta_Z| > U_c$). Sur tous les sites, une variabilité considérable a été observée avec des fluctuations d'évolutions altimétriques allant de $-10.57\ m$ à $+7.92\ m$ (Table 4.8). Les évolutions moyennes varient entre $-2.37\ m$ (Gave de Pau) et $+2.09\ m$ (Gave de Gavarnie).

La distribution des évolutions altimétriques est présentée pour chaque cours d'eau sous forme de taux d'aggradation/incision (Table 4.8).

Tronçons amont

Sur le Gave de Gavarnie, 67% des points analysés présentent des évolutions altimétriques positives confirmant le phénomène d'aggradation observé sur ce cours d'eau, en particulier sur la plaine de Saligos, alimentée par les matériaux des torrents du Bastan et de l'Yse. Le Gave de Pau, quant à lui présente, une incision généralisée confirmée, étant donné que tous ses points indiquent une évolution altimétrique négative entre 1913 et 2016.

Les tronçons alluviaux amont analysés (Fig.4.32), présentent des variabilités importantes. L'exemple le plus parlant est celui du tronçon Zone2_GG au niveau de la plaine de Saligos. En effet, sur ce secteur, on constate des évolutions altimétriques comprises entre -0.86 m et 7.92 m sur un linéaire de seulement 4.8

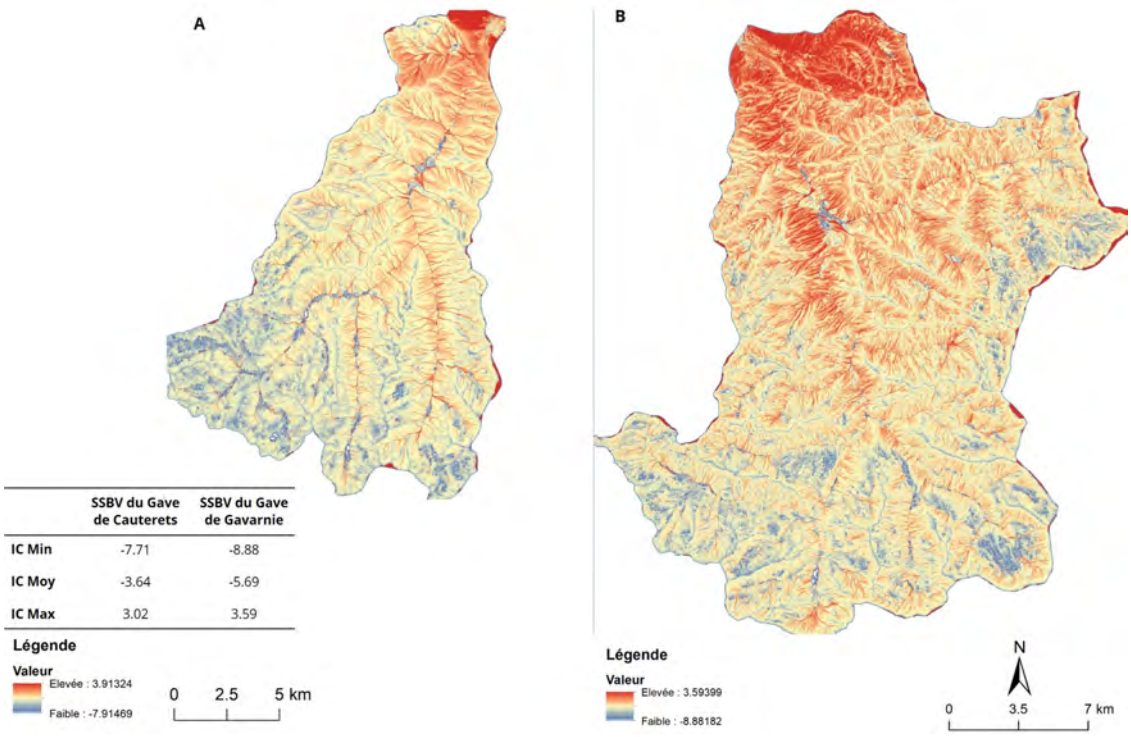


FIGURE 4.30 – IC spatialisé sur les sous bassins versants du Gave de Cauterets (A) et du Gave de Gavarnie (B). La confluence avec le Gave de Pau est utilisée comme cible

TABLE 4.8 – Résumé des statistiques d'évolutions altimétriques sur les trois cours d'eau analysés durant le 20ème siècle. Les taux d'aggradation et d'incision correspondent à la proportion de points analysés caractérisés par une évolution altimétrique positive ou négative avec une valeur absolue supérieure à U_c (eq. 4.4)

	Gave de Cauterets	Gave de Gavarnie	Gave de Pau
% de points fiables	66	58	85
Evolution minimale (m)	-10.57	-2.76	-4.21
Evolution maximale (m)	7.97	7.72	-0.60
Evolution moyenne (m)	-0.31	2.09	-2.37
Evolution médiane (m)	-3.08	2.73	-2.48
Taux d'aggradation (%)	42	67	0
Taux d'incision (%)	58	33	100

km. Ce tronçon est connu pour être alimenté par les matériaux du Bastan, qui a été le principal contributeur durant la crue de juin 2013 et du torrent de l'Yse (Fig.4.32). Le tronçon aval (Zone3_GG), présente quant à lui des phénomènes légers d'incision illustrés par des évolutions altimétriques comprises entre -1.4 m et 0 m.

Sur le Gave de Cauterets, ce sont les secteurs de la Raillère (Zone2_GC) et des épinqles ou du limaçon (Zone4_GC), qui présentent le plus de variabilités. Le premier présente une très forte incision, généralisée sur tout le tronçon, appréciée par des évolutions altimétriques comprises entre -10.7 m et -1.8 m. Le deuxième, présente des variabilités marquées, allant dans le sens de l'aggradation du lit, avec des évolutions altimétriques allant de -0.9 m à 7.3 m, et une évolution moyenne de + 3 m entre 1913 et 2016.

Tronçon du Lac des Gaves

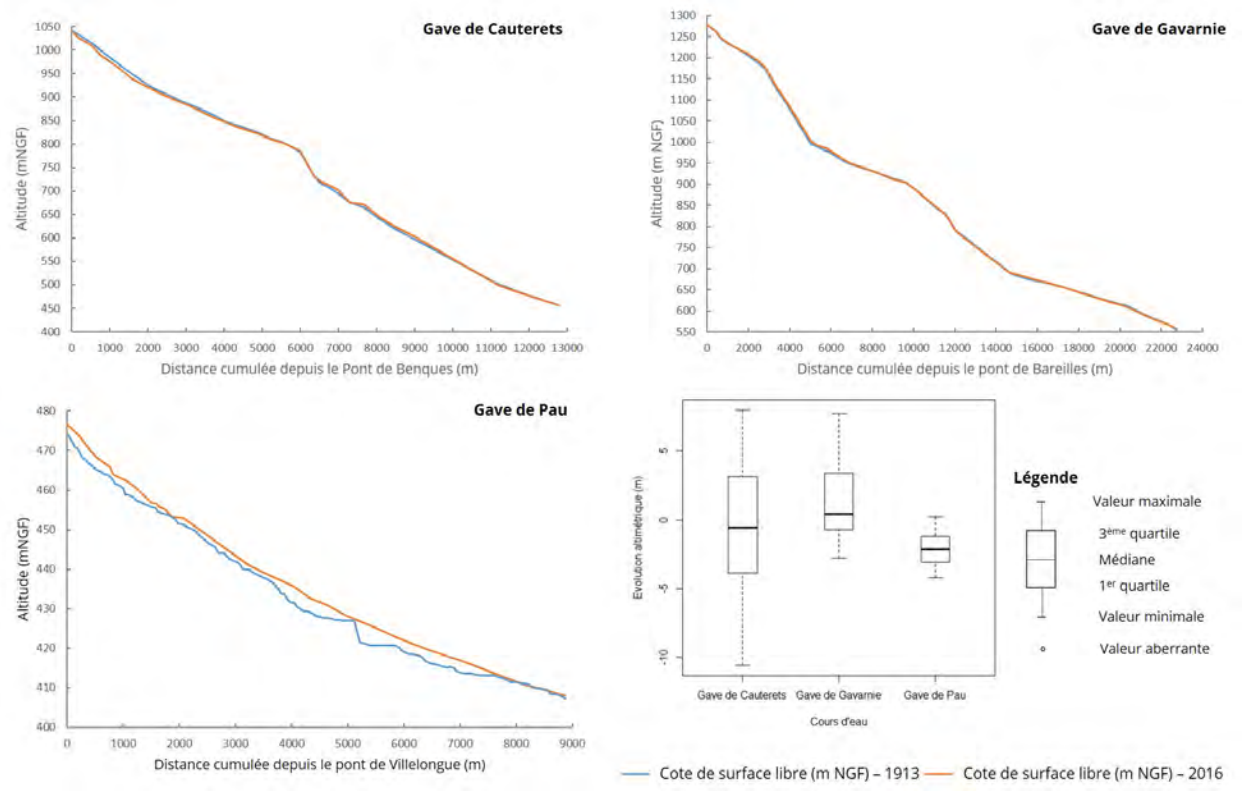


FIGURE 4.31 – Évolutions altimétriques entre 1913 (en orange) et 2016 (en bleu) pour les trois cours d'eau analysés

Sur le Gave de Pau, les résultats présentent une incision généralisée à l'échelle de toute la zone d'étude, qu'il s'agisse de l'amont ou de l'aval. En effet, en amont du seuil de Préchac, les évolutions sont comprises entre -4.2 m et -0.64 m pour une moyenne de -2.3 m. En aval, les évolutions vont de -4.2 m à 0.6 m pour une moyenne de -2.6 m.

4.4.2.2 Évolutions altimétriques entre 1995 et 2013

Profils en long

Le profil en long de **1987**, prenait son origine légèrement en amont du seuil de Beaucens et s'arrêtait en aval immédiat du seuil de Préchac. Ce dernier représente donc l'emprise du Lac des Gaves uniquement. Il avait d'ailleurs été relevé, dans le cadre de l'étude de faisabilité du projet de lac. A cette époque, le seuil de Beaucens n'existait pas encore. Le seuil de Préchac était déjà en place depuis environ 8 ans. Il a toutefois été rehaussé dans le cadre du projet Lac des Gaves (+ 1.5 m). La comparaison de ce profil avec celui de **1998** montre une incision généralisée (- 1.2 m en moyenne) dans le lac et en aval immédiat du seuil de Préchac, dues au creusement de ce dernier et au rôle bloquant du seuil. L'incision la plus prononcée (- 4.2 m) se trouve en aval immédiat du seuil de Beaucens. Un phénomène d'aggradation est observé en amont de ce dernier (+ 1.72 m) témoignant de l'engravement, en cours à l'époque, du seuil amont.

Le profil de **1998**, relevé 4 ans avant la fin du creusement du Lac des Gaves et 5 ans après la mise en place du seuil de Beaucens, a été comparé au profils de **2016** (Fig.4.34). Il s'agissait des deux seuls profils en long qui encadraient le projet Lac des Gaves. En moyenne, l'ensemble du linéaire présente des phénomènes d'aggradation (+ 0.3 m). En amont du seuil de Préchac, la tendance moyenne est également à l'exhaussement (+ 0.6 m) et on note d'importants dépôts pouvant aller jusqu'à + 3.7 m, dans le Lac des Gaves et en amont du

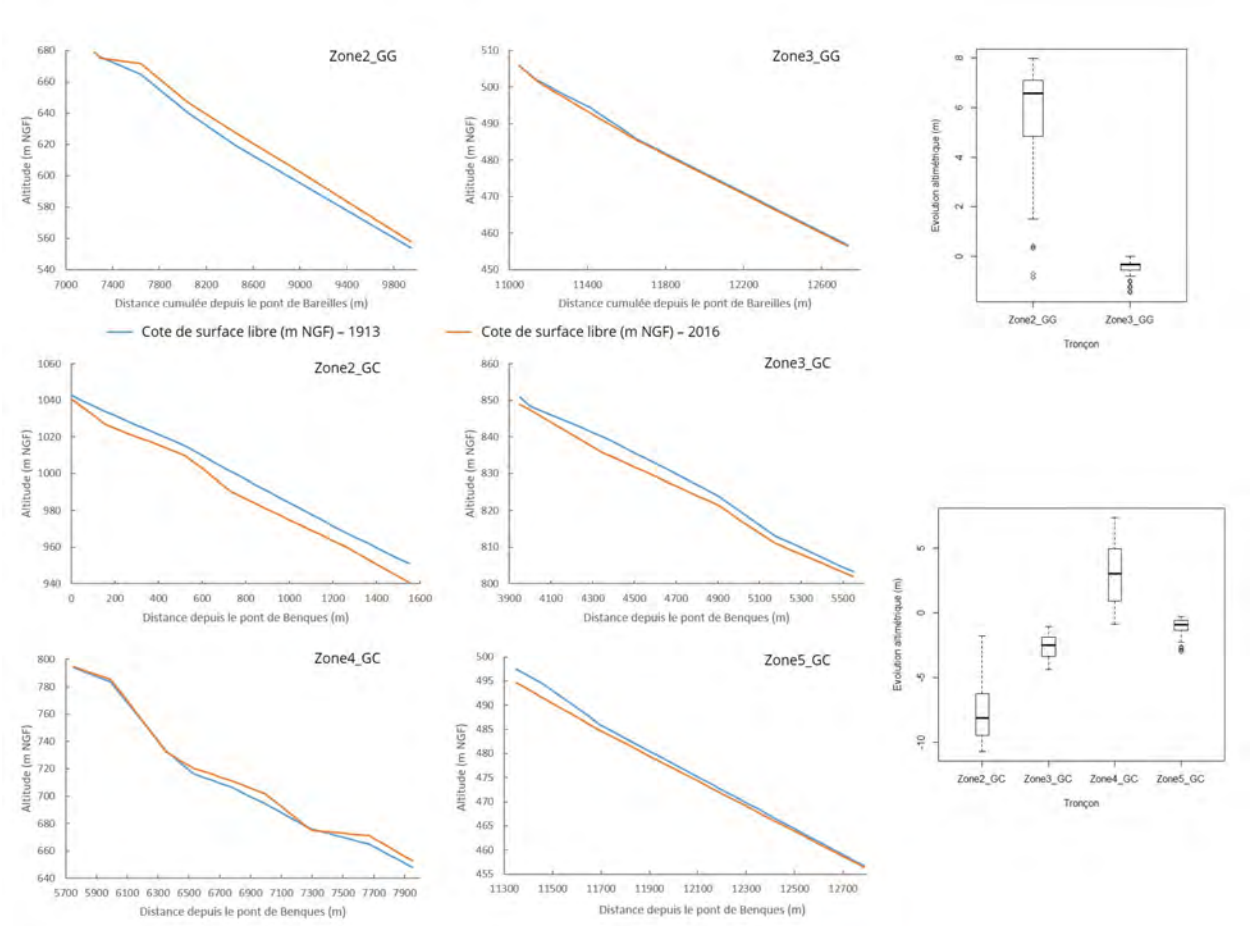


FIGURE 4.32 – Évolutions altimétriques entre 1913 et 2016 sur les tronçons alluviaux du Gave de Gavarnie (GG) et du Gave de Cauterets (GC)

seuil de Beaucens, où un bourrelet est en cours de création, engravant le seuil dans sa quasi totalité. Sur le sous-tronçon en aval du seuil de Préchac, la tendance est à l'incision (-0.3 m en moyenne), avec tendance prononcée en aval immédiat du seuil (- 2.5 m).

Sur le Gave de Cauterets, seul un profil datant de **2004** couvrant la zone de la confluence a été recensé hormis celui de 1913. Il s'agit d'un faible linéaire (1.3 km) qui débute légèrement en amont du pont de la RD 921 jusqu'à la confluence avec le Gave de Pau. Sa comparaison avec le profil de 2016, montre une légère tendance à l'incision estimée à - 0.2 m en moyenne. Entre le pont de la RD et pont SNCF, l'incision est plus marquée, étant donné qu'on observe des abaissements de profil pouvant aller jusqu'à -1.9 m. La confluence semble être plutôt stable entre ces deux années, étant donné qu'on n'observe qu'un léger exhaussement (+ 0.06 m) considéré comme négligeable.

Profils en travers

Les profils bathymétriques relevés en 2006 et 2012 représentaient des données précieuses, permettant de reconstituer le remplissage progressif du Lac des Gaves. Cette étape, permettra ensuite d'estimer les volumes de matériaux provenant des affluents amont annuellement et de vérifier les calculs du transport solide (Chapitre 6).

La première étape concernait l'estimation du volume du Lac vide (de sédiments). Si la superficie totale du plan d'eau du Lac des Gaves était connue(18 ha), des incertitudes concernant la profondeur de creusement de ce dernier persistaient. En effet, des informations différentes ont pu être collectées dans la littérature

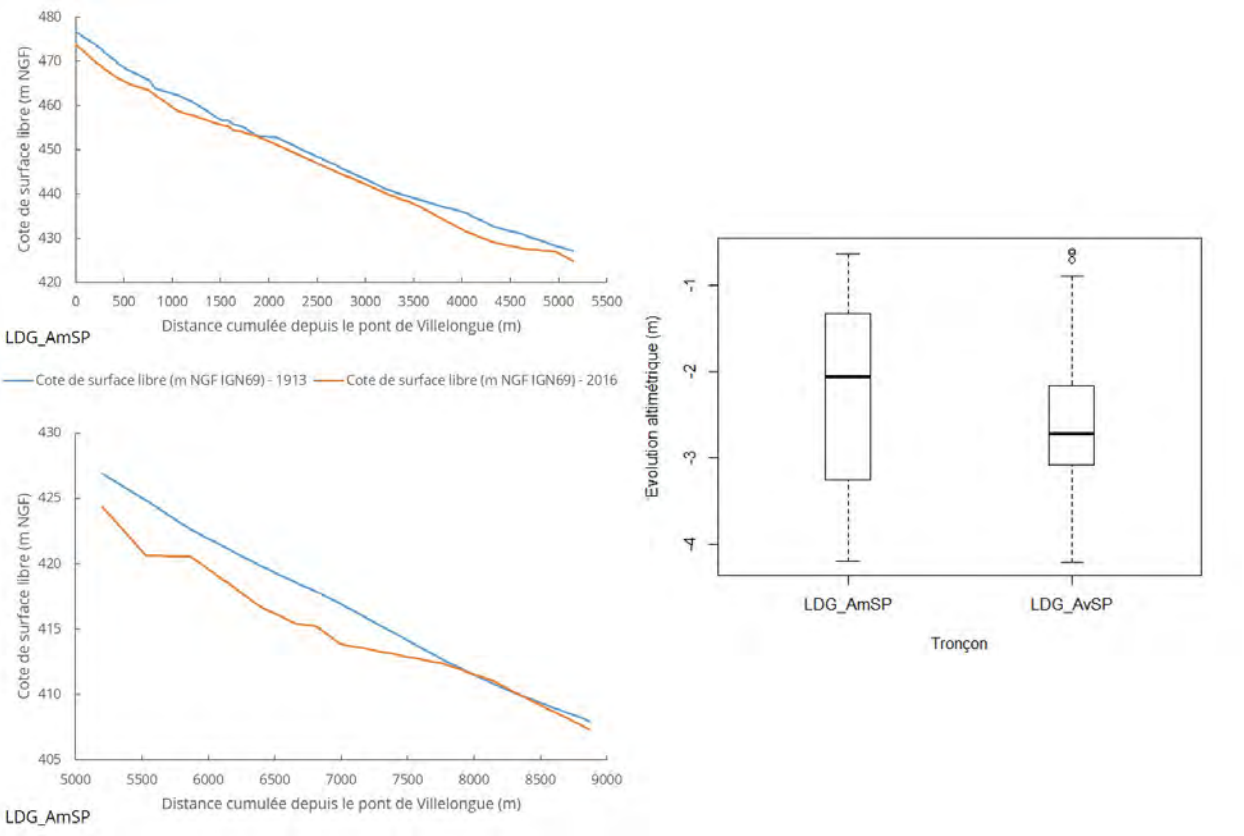


FIGURE 4.33 – Évolutions altimétriques entre 1913 et 2016 sur le tronçon du Lac des Gaves

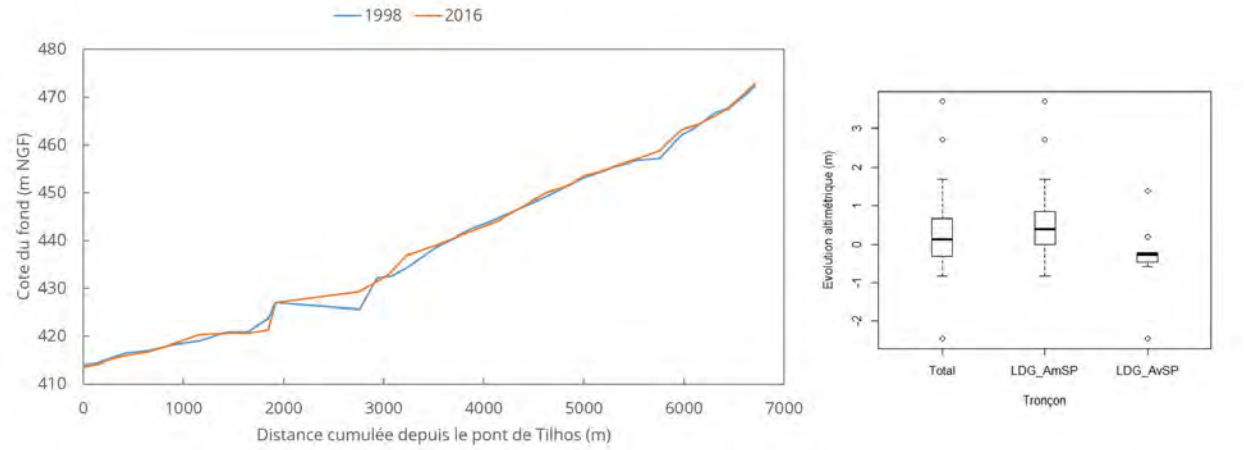


FIGURE 4.34 – Évolutions altimétriques entre 1998 et 2016 sur le tronçon du Lac des Gaves

locale faisant varier la profondeur de creusement de 6.5, 7 et 8 m. Ces variations ont permis d'encadrer les volumes calculés d'une fourchette basse (6.5 m) et haute (8 m). Le volume du Lac vide est donc compris entre 1 080 $000m^3$ et 1 440 $000m^3$. La superposition des profils (Fig. 4.35) sur les deux années disponibles (2006-2012) combinée à l'estimation du lac vide, ont permis d'estimer un volume de remplissage compris entre 185 $924m^3$ et 350 $000m^3$ entre 1995 et 2006, soit, des apports annuels variant entre 16 $868m^3/an$ et 32 $525m^3/an$ (Table 4.9).

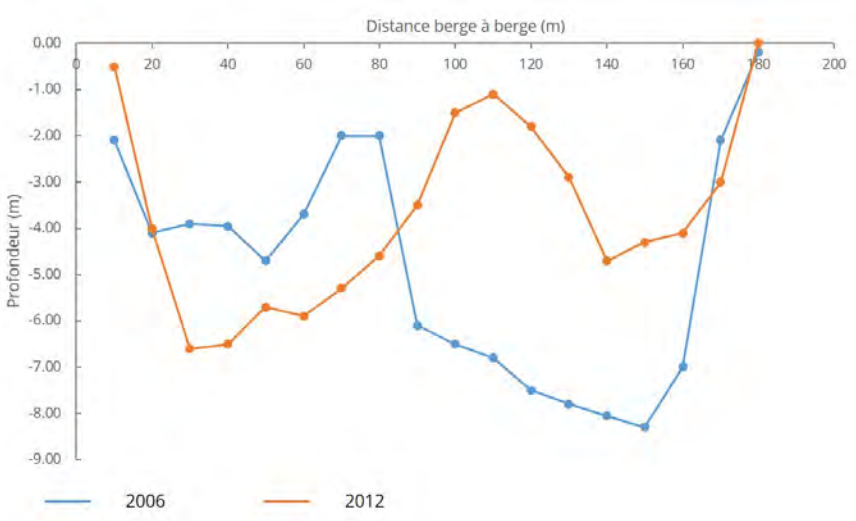


FIGURE 4.35 – Évolution des profils bathymétriques du Lac des Gaves entre 2006 et 2012

Entre 2006 et 2012 nous estimons que le volume de matériaux apportés durant cette période est de 165 403 m^3 qui est comparable en termes d'ordre de grandeur, à l'estimation effectuée par Hydretudes (2015), soit, une moyenne annuelle de 27 567 m^3/an. Enfin, les crues d'octobre 2012 et de juin 2013

TABLE 4.9 – Volumes de remplissage estimés entre 1995 et 2013

Période	Durée (années)	Hauteur d'extraction (m)	Volumes stockés dans le lac (m^3)**	Moyenne annuelle (m^3/an)
1995*-2006	11	6.5	185 924	16 868
		7	243 379	22 086
		8	350 000	32 524
2006-2012	6		165 403	27 567
			140 000$_1$	21 000
2012-2013	1		528 120	
			540 000$_2$	Crues de 2012-2013

* Année de fin de construction du seuil amont
** Volume total : charriage et suspension
$_{1,2}$ Estimations de l'étude d'Hydretudes (2015)

semblent avoir apporté des quantités conséquentes de sédiments par charriage et suspension, étant donné que le volume de matériaux stockés dans le lac est estimé à 528 120 m^3 par nos calculs et 540 000 m^3 par les estimations d'Hydretudes (2015).

4.4.3 Résultats de l'approche expérimentale

4.4.3.1 Granulométrie des cours d'eau analysés

Les tronçons analysés avec la méthode d'échantillonnage de Wolman (1954), présentent une granulométrie hétérogène (Table 4.10), sans qu'un net gradient granulométrique amont/aval se soit démarqué. Sur les cours d'eau amont, la plupart des tronçons sont constitués d'un pavage mobile, où une large partie de la gamme granulométrique est représentée. De manière générale, la taille des grains semble être plus importante sur le Gave de Cauterets ($D_{50,moy} = 78\ mm$) comparée à celle du Gave de Gavarnie ($D_{50,moy} = 57.68\ mm$).

TABLE 4.10 – Granulométrie des cours d'eau analysés

Cours d'eau	Tronçon	D_{50}(mm)	D_{84}(mm)
Le Gave de Cauterets	Zone2_GC	97.6	472.62
	Zone3_GC	42.67	140.8
	Zone4_GC	124	576
	Zone5_GC	78.55	242.53
Le Gave de Gavarnie	Zone2_GG	29.13	105.41
	Zone3_GG	65.45	247.04
Le Gave de Pau	LDG_AmSP	49.91	213.77
	LDG1	31.38	108
	LDG2	27.84	96
	LDG_AvSP	57.6	217.04

Sur le tronçon du Lac des Gaves, on observe un gradient granulométrique marqué en amont du seuil de Préchac. En effet, le D_{50} décroit au fur et à mesure que l'on se rapproche du seuil de Préchac, allant de 49.91 mm à 27.84 mm. Ce phénomène n'est que très peu étonnant, car au vu de l'effet bloquant du seuil aval et de la diminution progressive de la pente, les matériaux les plus grossiers ont tendance à se déposer en amont, le cours d'eau n'ayant plus une puissance suffisante pour les transporter. Les matériaux les plus fins, parcourent quant à eux des distances plus importantes, mais se retrouvent tout de même bloqués en amont du seuil de Préchac.

4.4.3.2 Mobilité des placettes colorées

Les placettes colorées disposées sur les cours d'eau étudiés ont été contrôlées régulièrement durant les 3 ans du protocole. Le suivi photographique a permis de constater, qu'une mobilité sédimentaire, pouvait être observée même pour des débits plutôt faibles ce qui indique que les cours d'eau analysés, sont très probablement toujours en cours de réajustement post-crue de 2013.

La présentation des résultats dans cette section (Fig. 4.36), se focalise essentiellement sur les années 2017 (Fig. 4.37) et 2018.

L'année **2017**, s'est avérée particulièrement sèche. En effet, les débits attendus en périodes de hautes eaux ($64\ m^3/s$ à Lourdes contre $90.3\ m^3/s$, débit moyen mensuel annuel à la même période) n'étaient pas au rendez-vous. Par conséquent, certains cours d'eau suivis, ont connu une mobilité modeste au cours de cette année. Il semble que seuls les secteurs à pente importante (> 2%) ont connu une mobilité forte voire une destruction totale de leurs placettes.

C'est sur le Gave de Gavarnie, à sa confluence avec le torrent de l'Yse (banc Y3), qu'on observe la destruction totale d'une placette, confirmant les hypothèses concernant la dynamique sédimentaire importante de ce secteur, même pour des débits faibles. Sur le même secteur (Y3) et un peu plus en aval sur la plaine de Saligos (G1), au niveau de la confluence avec le torrent du Bastan (B0), 17% des placettes connaissent une mobilité forte.

Sur le Gave d'Héas, une très forte mobilité a été observée (75% des placettes), confirmant son rôle de principal pourvoyeur de matériaux sur le secteur amont du Gave de Gavarnie.

La plaine de Concé, sur le Gave de Cauterets, a présenté une mobilité forte étant donné que nous n'étions plus en mesure de reconnaître les contours des quatre placettes disposées.

Sur le tronçon du Lac des Gaves, très peu de mobilité a été observée au cours de cette année. 29% des placettes ont été recouvertes par des sédiments fins, et seulement 4% et 8% ont présenté une mobilité faible et moyenne respectivement. Sur ce secteur, le développement important de la végétation a rendu compliqué la recherche des placettes, et explique les dépôts de sédiments fins observés ainsi que le régime hydrologique faible à cette période.

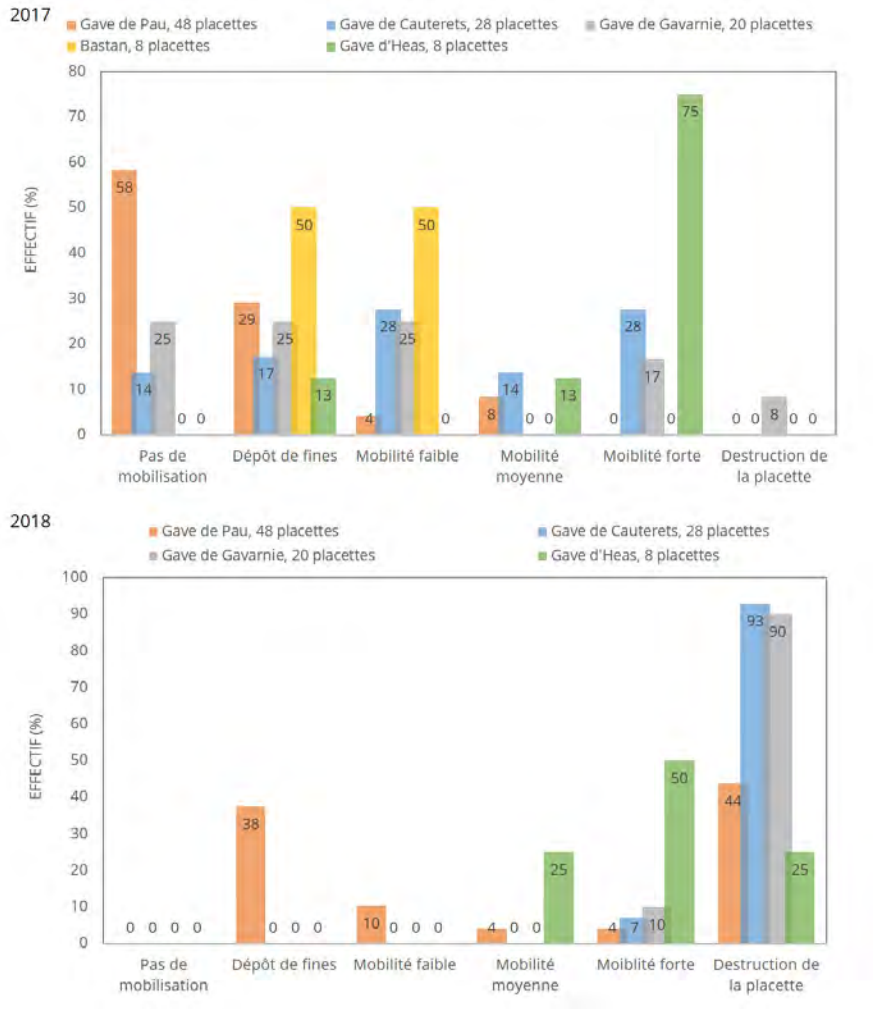


FIGURE 4.36 – Mobilité des placettes colorées après la période de hautes-eaux de 2017 et après la crue décennale de 2018

L'année **2018**, s'est quant à elle avérée beaucoup plus humide étant donné que sept crues d'occurrence supérieure à une crue annuelle sont survenues (Fig. 4.38). L'événement le plus important connu cette année reste toutefois est celui du 13/06/2018, de période de retour décennale. Étant donnée la proximité temporelle de ces événements un suivi rapproché des placettes était nécessaire (Fig. 4.38).

Le premier suivi a eu lieu le 05/04/2018 après les trois crues de janvier et février. Hormis le Gave d'Héas, pour qui les bancs sédimentaires suivis étaient sous la neige, tous les secteurs amont analysés ont présenté une mobilité moyenne à minima. C'est toutefois sur le Gave de Cauterets que la plupart des placettes ont subi

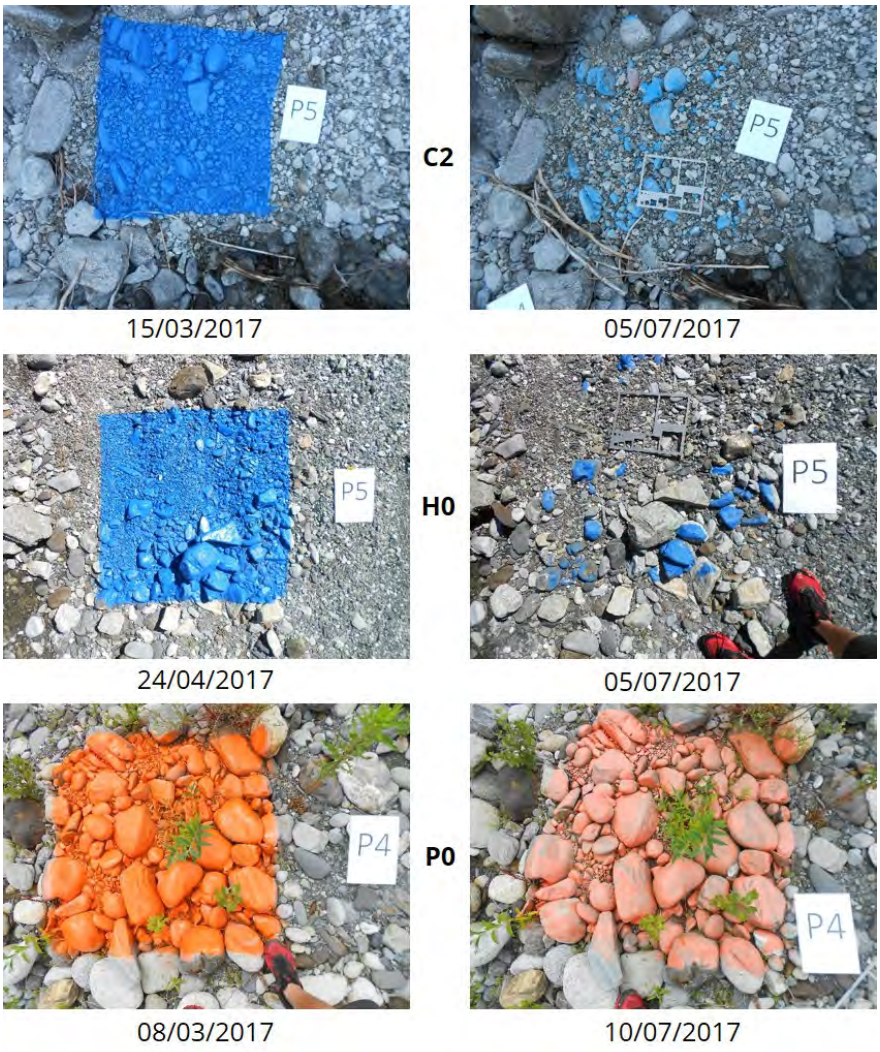


FIGURE 4.37 – Deux exemples de secteurs sur lesquels une mobilité forte a été observée et un exemple sur lequel aucune mobilité n'a été observée lors de la campagne de 2017. C2 sur le Gave de Cauterets au niveau de la plaine de Concé ; H0 sur le Gave d'Héas et P0 sur le Gave de Pau en amont immédiat du seuil de Beaucens

une mobilité forte et la destruction de deux placettes sur la plaine de Concé suite à ces trois épisodes. Sur le Gave de Pau, nous avons observé majoritairement des dépôts de sédiments fins sur la majorité des placettes.

Suite à l'épisode de crue de mai, le suivi des placettes colorée a encore une fois révélé une mobilité moyenne à forte et la destruction de placettes sur certains secteurs amonts. Le banc le plus en aval du Gave de Gavarnie (G3) a présenté une mobilité importante lors de cet événement ayant conduit à la destruction de deux de ses placettes. Sur la plaine de Saligos, une mobilité importante a également été observée sur 50% des placettes disposées. Sur le Gave de Pau, la mobilité des placettes reste modeste, et nous remarquons surtout des phénomènes de dépôts de sédiments fins.

Les deux campagnes de suivi post-crues annuelles, ont permis de démontrer qu'une dynamique sédimentaire importante peut déjà être observée sur les cours d'eau étudiés pour cette gamme de débits. Ces constats rejoignent les constats effectués suite à la campagne de suivi de 2017, qui avait déjà révélé des phénomènes de mobilité, bien que modestes, pour des débits encore plus faibles (proches du module : $43.50\ m^3/s$).

Enfin la crue de juin 2018 a mené à la destruction des placettes de la plupart des cours d'eau analysés

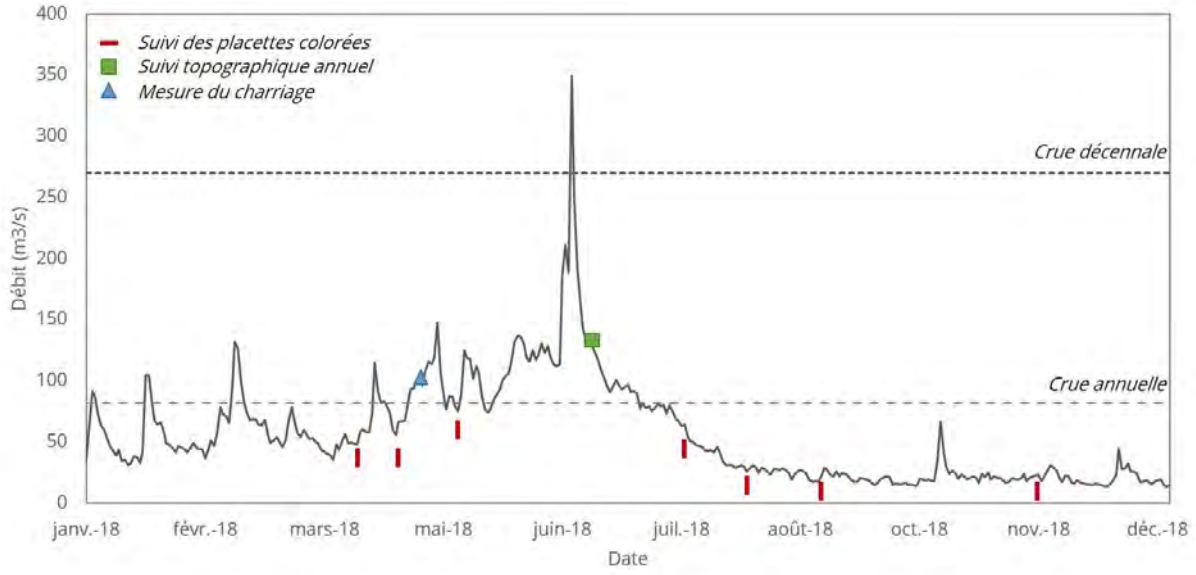


FIGURE 4.38 – Date des différents suivis réalisés sur le Gave de Pau et ses affluents et débits correspondants à Lourdes au cours de l'année 2018

(25% sur le Gave d'Héas, 44% sur le Gave de Pau, 90% sur le Gave de Gavarnie et 93% sur le Gave de Cauterets). Sur le Gave de Pau, on observe encore une fois des dépôts non négligeables (38% des placettes) de sédiments fins, en particulier sur le banc P2, situé en amont immédiat du seuil de Préchac.

4.4.3.3 Évolution topo-bathymétrique récente

L'analyse de l'évolution des placettes disposées sur les bancs sédimentaires, permet d'acquérir une vision qualitative d'ensemble quant au fonctionnement de la dynamique sédimentaire des cours d'eau étudiés. Cette technique, bien que très intéressante et facile à mettre en œuvre, ne permet pas de se prononcer sur la nature de l'activité ayant eu lieu. Le suivi topographique annuel au droit des placettes durant les trois années du protocole, a donc permis de compléter les informations apportées par le dispositif des placettes colorées en quantifiant les processus morphologiques observés.

Le tableau 4.11, concentre les évolutions moyennes observées sur tous les secteurs analysés, mises en lien avec les types de mobilité observés grâce aux placettes peintes.

Entre **2016 et 2017**, c'est sur le Gave de Cauterets qu'on observe les changements morphologiques les plus importants que ça soit en amont ou en aval. Sur la plaine de Concé, le banc C2 a connu des dépôts sédimentaires non négligeables (+ 30 cm environ). C'est au niveau de la confluence avec le Gave de Pau, sur le banc C4, que nous observons l'incision la plus importante (- 18 cm).

Sur le Gave de Pau, très peu de changements notables sont observés, comme l'avait indiqué le suivi des placettes colorées. En effet, sur la plupart des bancs analysés sur ce cours d'eau, très peu de mobilité a été observée avec 28 placettes sur 48 non mobilisées et 14 sur lesquelles des dépôts de sédiments fins sont observés. Le banc P0, situé en amont immédiat de Beaucens, présente tout de même une légère tendance au dépôt (14 cm), ce qui paraît en accord avec la configuration du tronçon sur ce secteur, et le développement impressionnant de la végétation.

Sur le Gave de Gavarnie, très peu de changements morphologiques sont également observés. Le banc G2, situé à la sortie des gorges de Luz, semble tout de même présenter une légère tendance au dépôt (+ 10 cm).

Le torrent du Bastan, à sa confluence avec le Gave de Gavarnie, semble présenter une tendance notable

TABLE 4.11 – Évolution topographique au droit des bancs équipés de placettes et mobilité associée (ΔZ_{2017} correspond à l'évolution altimétrique entre le mois de septembre 2016 et le mois de juin 2017 et ΔZ_{2018} correspond à l'évolution entre le mois de juin 2017 et le mois de juillet 2018)

Cours d'eau	Banc	ΔZ_{2017} (m)	ΔZ_{2018} (m)	Mobilité observée (type et nombre de placettes)	
				2017	2018
Gave de Pau	P0	+0.14	-0.15	Pas de mobilité (12/16), dépôt de fines (2/16), faible (1/16), moyenne (1/6)	Faible (5/16), dépôt de fines (11/16), destruction (4/16)
	P1	+0.05	+0.21	Pas de mobilité (5/8), faible (1/6), moyenne (2/8)	Destruction (8/8)
	P2	+0.03	+0.48	Pas de mobilité (4/16), dépôt de fines (12/16)	Dépôt de fines (11/16), forte (1/16), destruction (4/16)
	P3	-0.06	+0.23	Pas de mobilité (7/8), moyenne (1/8)	Moyenne (2/8), Forte (1/8), destruction (5/8)
Gave de Gavarnie	Y3	-0.08	-0.21	Pas de mobilité (1/4), faible (1/4), (forte (1/4), destruction (1/4)	Destruction (4/4)
	G1	-0.07	+0.08	Pas de mobilité (2/8), dépôt de fines (3/8), faible (2/8), forte (1/8)	Destruction (8/8)
	G2	+0.10	-0.29	Pas de mobilité (3/8), faible (4/8), forte (1/8)	Destruction (8/8)
	G3	-0.08	-0.85	Pas de mobilité (4/8), dépôt de fines (2/8), faible (2/8)	Forte (2/8), destruction (6/8)
Torrent du Bastan	B1	+0.16	+0.77	Faible (4/8), dépôt de fines (4/8)	Destruction (8/8) – travaux PC
Gave de Cauterets	C1	-0.01	+0.20	Pas de mobilité (4/8), faible (2/8)	Forte (2/8), destruction (6/8)
	C2	+0.27	-0.13	Faible (1/4), moyenne (2/4), forte (1/4)	Destruction (4/4)
	C3	-0.10	+0.26	Faible (2/8), forte (3/8), moyenne (2/8), dépôt de fines (1/8)	Destruction (8/8)
	C4	-0.18	+0.15	Faible (2/8), dépôt de fines (5/8), moyenne (1/8)	Destruction (8/8)

au dépôt (+ 16 cm).

La période de **2017 à 2018 post-crue**, montre des changements morphologiques globalement beaucoup plus importants sur la plupart des secteurs étudiés. La crue décennale de juin 2018, semble avoir travaillé de manière considérable les cours d'eau suivis. C'est sur le Gave de Gavarnie, au niveau de sa confluence avec le Gave de Pau qu'on observe l'incision la plus importante (- 85 cm). Ceci est non seulement confirmé par la destruction des 8 placettes disposées, mais également par le changement de morphologie du banc qui semble avoir migré vers l'aval (Fig. 4.39). Sur le reste de son linéaire, une incision non négligeable (- 21 cm) est observée à sa confluence avec le torrent de l'Yse et très peu d'évolutions sont observées sur la plaine de Saligos.

Les dépôts les plus importants sont observés dans le Lac des Gaves, estimés à + 23 cm en aval immédiat du seuil et Beaucens et + 48 cm au milieu du Lac. Ces observations indiquent que la plupart des placettes non retrouvées, ont très probablement été recouvertes de sédiments. De plus, ces évolutions rejoignent les résultats de l'analyse verticale historique sur ce secteur, confirmant l'accumulation de matériaux observée aujourd'hui, accentuée par l'événement de 2018 (Fig. 4.40). Un léger exhaussement est également observé en aval du seuil de Préchac (+ 23 cm).

Enfin, sur le Gave de Cauterets, des dépôts sont observés au niveau de la pisciculture de la Raillère, du secteur des épingles et de la confluence avec le Gave de Pau (+ 20 cm, + 26 cm et + 15 cm respectivement).



FIGURE 4.39 – Évolution de la morphologie du banc G3 sur le Gave de Gavarnie à sa confluence avec le Gave de Cauterets entre 2016 et 2019. Les carrés rouges indiquent la localisation des placettes colorées



FIGURE 4.40 – Évolution de la morphologie du Lac des Gaves entre 2016 et 2019. Les carrés rouges indiquent la localisation des placettes colorées

Une légère incision est observée sur la plaine de Concé (- 13 cm). Il s'agit par contre, du cours d'eau sur lequel la majorité des placettes disposées (26/28) a été mobilisée.

4.4.3.4 Débits charriés

Le traitement des données récoltées sur le terrain nous a permis d'estimer la granulométrie transportée sur une minute selon la section étudiée pour l'événement de 2018 (Fig. 4.41) et celui de 2019 (Fig. 4.42).

Événement de 2018

Sur le Gave de Pau, la courbe présentant la catégorie de granulométrie transportée en 2018 en fonction de la position du matériel de prélèvement sur la section du chenal (Fig. 4.41), nous enseigne que :

- la verticale 42.5 m est celle qui présente le plus fort taux transport. Toutes les classes granulométriques y sont représentées. Cela nous indique que la veine principale du cours d'eau se trouve à cette position sur cette section ;
- les classes granulométriques majoritaires sont les graviers fins (4-2 mm) et les sables grossiers (2-1 mm), elles constituent à elles seules presque la moitié de la masse charriée sur la verticale 42.5 ;
- les verticales 36 et 46 ne présentent qu'un très faible taux de transport par charriage.

Sur le Gave de Gavarnie, pour le même événement, les éléments suivants sont observés :

- deux veines présentent un taux de charriage notable : les verticales 25 et 20 m par rapport à la rive gauche. Toutefois, seules les classes granulométriques inférieures ou égales aux graviers grossiers (16 mm) sont en mouvement. Au delà de cette taille, aucun grain n'a été prélevé ;
- les verticales 15, 10, et 5 m montrent un taux de charriage très faible, quasi-négligeable, malgré un effort d'échantillonnage important ;
- la verticale 25 m présente un charriage composé majoritairement de fractions fines, de sables grossiers et de graviers fins ;
- la verticale 20 m, présente quant à elle un charriage équilibré entre les fractions fines et les plus grossières.

Enfin, sur le Gave de Cauterets, on observe :

- la verticale 11 m présente le taux de charriage le plus élevé composé majoritairement de galets (> 64 mm) ;
- le taux de charriage est moins important sur la verticale 15 m, composé de matériaux moins grossiers. Les fractions transportées vont les graviers grossiers (32-16 mm) jusqu'aux sables grossiers (2-1 mm) en quantités comparables ;
- la verticale 4 m présente un charriage très faible.

Événement de 2019

Sur le Gave de Pau, nous n'avons retenu que deux verticales (46 et 42.5 m) pour la campagne de 2019. En effet, la modification du chenal sur ce secteur suite à la crue de juin 2018, a séparé la section considérée pour les mesures en deux veines d'eau principales. La courbe présentant la catégorie de granulométrie transportée en 2019 en fonction de la position du matériel de prélèvement sur la section du chenal (Fig. 4.42), nous enseigne que :

- les deux verticales considérées, semblent toutes les deux avoir un comportement de veine principale. Le taux de transport par charriage transité est comparable ;
- la verticale 46 m, présente un taux de transport de sables grossiers important (26 % de la masse totale prélevée). Viennent ensuite les graviers fins (17%) et les petits galets (16.4%) ;

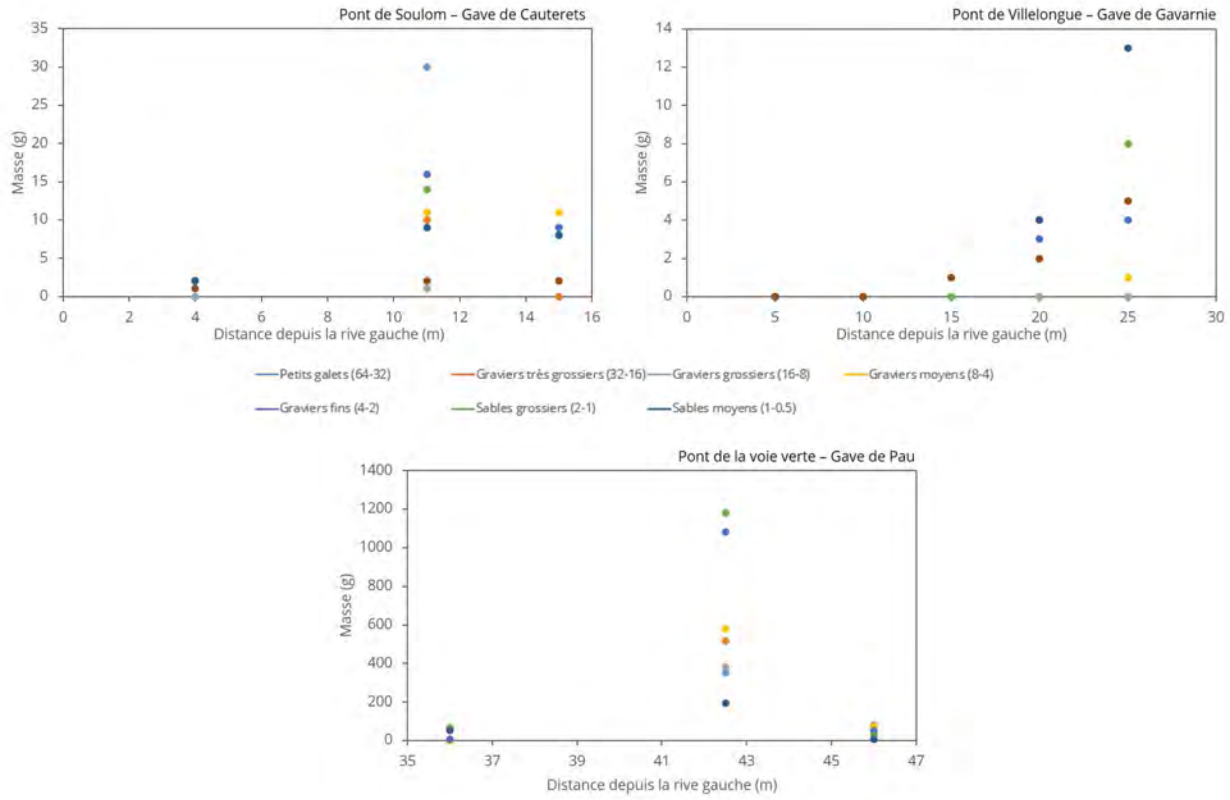


FIGURE 4.41 – Granulométrie moyenne transportée sur les trois cours d'eau analysés sur 1 minute les 29 et 30 mai 2018 (mesures effectuées par Hydrogéosphère)

- sur la verticale 42.5 m, il semblerait que ce sont les graviers très grossiers qui sont transportés en quantités importantes (20.3%), suivis par les sables grossiers (18.5%) et les graviers grossiers (15.8%).

Sur le Gave de Gavarnie, pour le même événement, les éléments suivants sont observés :

- deux veines présentent un taux de charriage notable : les verticales 25 et 20 m par rapport à la rive gauches. Toutefois, seules les classes granulométriques inférieures ou égales aux graviers grossiers (16 mm) sont en mouvement. Au delà de cette taille, aucun grain n'a été prélevé ;
- les verticales 15, 10, et 5 m montrent un taux de charriage très faible, quasi-négligeable, malgré un effort d'échantillonnage important ;
- la verticale 25 m présente un charriage composé majoritairement de fractions fines, de sables grossiers et de graviers fins ;
- la verticale 20 m, présente quant à elle un charriage équilibré entre les fractions fines et les plus grossières.

Enfin, sur le Gave de Cauterets, on observe :

- la verticale 11 m présente le taux de charriage le plus élevé composé majoritairement de galets (> 64 mm) ;
- le taux de charriage est moins important sur la verticale 15 m, composé de matériaux moins grossiers. Les fractions transportées vont des graviers grossiers (32-16 mm) jusqu'aux sables grossiers (2-1 mm) en quantités comparables ;

- la verticale 4 m présente un charriage très faible.

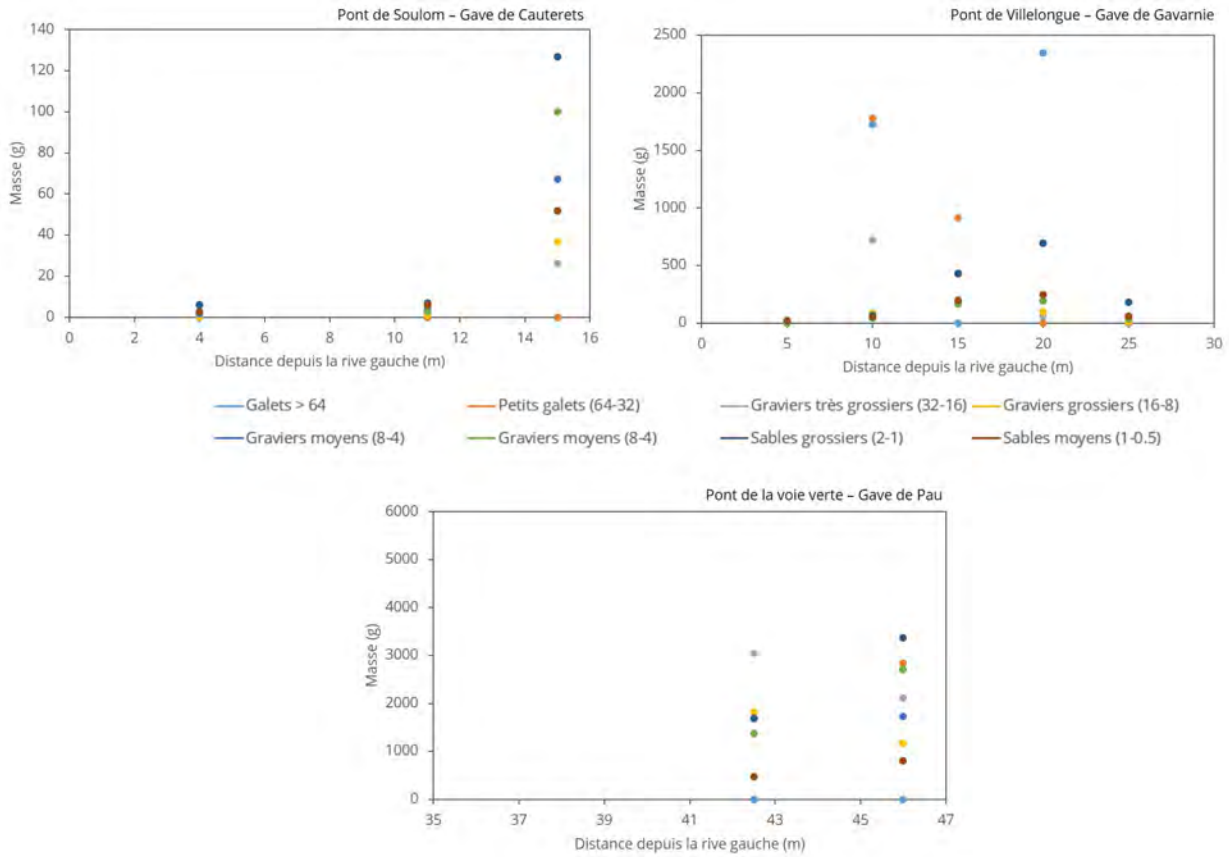


FIGURE 4.42 – Granulométrie moyenne transportée sur les trois cours d'eau analysés sur une minute les 13 et 14 décembre 2019 (mesures effectuées par Hydrogéosphère)

Estimation par calcul du débit solide charrié

Chaque verticale s'est vue affecter une tranche de profil, ce qui a permis d'estimer le débit solide sur toute la largeur des sections considérées.

De manière générale, l'événement de décembre 2019 a charrié beaucoup plus de matériaux que celui de mai 2018. Les débits solides transportés par charriage lors des deux événements sont présentés dans le tableau 4.12.

Le débit liquide observé lors de l'événement de 2019 ($Q = 130\ m^3/s$ en moyenne) est plus important que celui de 2018 ($Q = 103\ m^3/s$ en moyenne) et se rapproche du débit biennal ce qui peut expliquer les taux de charriage plus importants. En effet, la puissance hydraulique des cours d'eau en 2019 a été plus importante qu'en 2018 ce qui a favorisé la mobilisation de matériaux en plus grandes quantités sur les trois cours d'eau étudiés. D'autres raisons peuvent également expliquer ce phénomène. L'année 2018, a contenu plusieurs épisodes de crues dont 7 dépassant la crue annuelle et l'épisode de juin 2018 dépassant la décennale. La succession de ces événements, clôturée par un événement d'occurrence élevée a donc très certainement eu pour effet, une sollicitation importante des lits des cours d'eau étudiés et par conséquent la destruction de leur armure de surface, fraichement formée après la crue de juin 2013. Les cours d'eau étudiés, sont donc très probablement en cours de réajustement/stabilisation post-crue de 2018. Les faibles apports prélevés en mai 2018, pour un débit tout de même supérieur à la crue annuelle, peuvent donc s'expliquer par une période de calme hydrologique observée entre 2013 et 2018, qui, couplée aux travaux post-crue de 2013, a permis de

TABLE 4.12 – Estimation des débits solides charriés par les trois cours d'eau étudiés lors de deux événements de crue en 2018 et 2019 (débits calculés à partir des mesures d'Hydrogéosphère)

Cours d'eau	Date	Débit liquide* (m3/s)	Débit solide (kg/s)	Débit solide (m^3/s)
Le Gave de Pau	29/05/2018-PM	96	1.77	$7.0E^{-04}$
	14/12/2019-PM	150	11.4	$4.0E^{-03}$
Le Gave de Gavarnie	30/05/2018-AM	23	0.03	$1.13E^{-05}$
	13/12/2019-AM	38	1.04	$3.9E^{-04}$
Le Gave de Cauterets	30/05/2018-PM	14	0.08	$3.02E^{-05}$
	13/12/2019-PM	26	0.13	$4.9E^{-05}$

laisser le temps aux cours d'eau du bassin versant de se stabiliser, avant l'arrivée des crues successives de l'année de 2018 et en particulier celle du mois de juin.

En termes d'apports ou d'entrants, c'est le Gave de Gavarnie qui semble être le principal pourvoyeur de matériaux au système Lac des Gaves pour l'événement de 2019 ($Q_s = 4.04\ kg/s$) alors qu'en 2018, il s'agissait plutôt du Gave de Cauterets.

4.5 Discussion générale

4.5.1 Discussion sur les réponses de l'approche historique

De manière générale, l'approche historique a montré que le Gave de Pau et ses principaux affluents amont ont subi de profondes modifications de leurs propriétés géométriques au cours du siècle écoulé. Ce résultat n'est pas surprenant connaissant les différents forçages exercés sur les systèmes fluviaux, à savoir : les pratiques d'extractions intensives de matériaux, l'installation de seuils, les différents travaux de protection de berges, la reforestation à l'échelle du bassin versant limitant les apports de matériaux ainsi que la détérioration climatique à la fin du PÂG (Antoine, 2011; Bravard and Peiry, 1993; Liébault et al., 2005).

4.5.1.1 Hypothèses concernant l'évolution morphologique des systèmes fluviaux entre 1826 et 1950

L'analyse de la bibliographie locale (principalement basée sur les études d'ingénieries conduites sous la maîtrise d'ouvrage du PLVG, de l'État ainsi que les travaux de recherche pyrénéens : (Antoine, 2009, 2011; Blanpied, 2019; Métailié, 1984, 1987; Métailié, 2006; Valette and Carozza, 2010)) couplée à l'étude qualitative du cadastre Napoléonien a permis d'améliorer la compréhension quant à l'évolution des cours d'eau depuis la sortie du PÂG. Nous n'avons que très peu de mesures sur cette période, toutefois, certaines hypothèses peuvent être émises connaissant les facteurs de contrôle étant intervenus.

La période de 1830 à 1850 est souvent qualifiée de période de "dégradation de la montagne" (Métailié, 2006), à l'origine de l'élargissement des bandes actives de la plupart des cours d'eau pyrénéens, indiquant une augmentation de la connectivité sédimentaire. Le maximum de population en montagne était atteint durant cette période qui a ensuite été poursuivie par l'exode rural.

Entre 1850 et 1910, il s'agit de la crise agro-pastorale et de l'exode rural. La dégradation des versants est estimée maximale sur cette période, et des événements hydro-climatiques intenses sont observés (Antoine, 2009) (Fig. 4.43). Les Pyrénées connaissent un développement important du thermalisme (Cauterets, Saint-Sauveur, Barèges sur notre site d'étude) à cette période. La bande active des cours d'eau à cette époque est supposée encore plus large que durant la période précédente, indiquant une connectivité sédimentaire importante. La réactivité des torrents à cette période a engendré le début des travaux RTM, en particulier

sur le Bastan (appelé "vallée des catastrophes" (Blanpied, 2019)), laboratoire des travaux sur les Pyrénées. C'est également durant cette période que la crue de juillet 1897, a eu lieu, modifiant considérablement les cours d'eau étudiés, en particulier le torrent du Bastan. Sur ce dernier, la largeur de la bande active suite à cet événement est considérée comme équivalente à celle post-crue de 2013. Un exhaussement du chenal est observé. Toutefois, le torrent se rétracte très rapidement avec les travaux post-crue engendrés (Blanpied, 2019).

De manière générale, entre 1910 et 1950, l'efficacité des travaux RTM est prouvée. Une rétractation de la bande active est observée sur la plupart des cours d'eau étudiés, témoignant d'une réduction de la connectivité sédimentaire. Toutefois, en 1937, un événement d'occurrence centennale a très fortement fait réagir le Gave de Pau et ses deux principaux affluents amont. Le torrent du Bastan, ne présente quant à lui que très peu de modifications de sa géométrie, indicateur de l'efficacité des travaux RTM conduits suite à la crue de 1897. Les bandes actives des autres cours d'eau étudiés, sont quant à elles, estimées équivalentes à celles post-crue de 2013.

4.5.1.2 Évolution morphologique des systèmes fluviaux entre 1950 et 2013 pré-crue

Entre 1950 et 2000, il s'agit d'une période de calme hydrologique (Fig. 4.43), où l'on observe les impacts : du développement de l'hydroélectricité et des dérivations d'eau ; de l'urbanisation du fond de vallée et la disparition des cultures ; du développement touristique ; de la recolonisation végétale des marges et des versants.

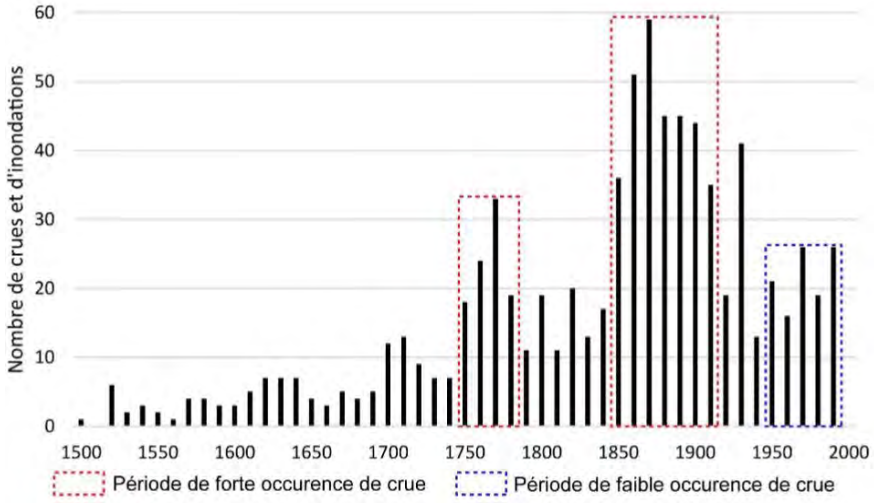


FIGURE 4.43 – Nombre d'inondations et crues torrentielles recensées par décennie dans les Pyrénées entre 1500 et 2000 (D'après (Antoine, 2009) *in* (Blanpied, 2019))

Sur la majorité des cours d'eau analysés, on observe une rétractation importante de la bande active, et le passage de chenaux en tresses sur certains à un chenal unique à ripisylve sur la plupart des secteurs alluviaux analysés. Ce phénomène est traduit par un processus de récupération de déstabilisation généralisée à tous les cours d'eau français, provoquée par les crues majeures de la deuxième moitié du 19ème siècle (Liébault and Piégay, 2002). Par ailleurs, c'est au cours de cette période et en particulier entre 1960 et 1980 que le rôle de l'enfrichement des versants semble devenir important. Ces observations témoignent d'une forte réduction de la connectivité sédimentaire et nous pouvons considérer que les cours d'eau sont en état d'équilibre sur cette période.

Sur le Gave de Pau, une tendance à l'incision généralisée, sur l'ensemble de son linéaire est observée grâce à l'analyse des profils en long des Grandes Forces Hydrauliques. Il est reconnu que les pratiques

d'extractions de matériaux en lit mineur s'avèrent être un des facteurs les plus impactant de la géométrie des cours d'eau. Toutefois, la reforestation des versants ainsi que les différents travaux de correction torrentielle, également recensés sur notre bassin versant, jouent un rôle important dans l'évolution des profils en long des cours d'eau (Liébault et al., 2010). L'incision marquée peut donc être directement liée au retrait de plus de 4 millions de mètres cubes de matériaux du lit mineur du Lac des Gaves, couplée à une diminution drastique de la fourniture sédimentaire des cours d'eau amont durant la période de calme hydrologique, due aux pratiques de reboisement. Ces forçages subis par le tronçon du Lac des Gaves, semblent avoir profondément contribué à sa dégradation, sans que les crues majeures passées (1937, 2005, 2012 et 2013), n'aient pu combler ce phénomène.

Le Gave de Gavarnie, a quant à lui présenté une aggradation importante de son lit, en particulier au niveau de la plaine de Saligos (Zone2_GG). Ce phénomène peut directement être lié aux apports massifs de matériaux en provenance du Bastan, qui s'est révélé très fortement contributeur à la fourniture sédimentaire durant la crue de juin 2013. Les travaux de recherche de Blanpied (2019) couplés aux nôtres, ont révélé d'importantes activités morphologiques au niveau de ce torrent. Blanpied (2019) lie le phénomène d'élargissement de bande active à des modalités différentes : en amont, l'élargissement semble être généré par une érosion des berges de la plaine alluviale, alors qu'en aval, en particulier sur le cône de déjection situé au niveau de la ville de Luz-St-Sauveur (en amont immédiat de la plaine de Saligos sur le Gave de Gavarnie), des dépôts importants sont observés. En effet, le Bastan a construit avec l'Yse l'un des plus grands cônes de déjection torrentiels des Pyrénées centrales (Blanpied, 2019).

4.5.1.3 Évolution morphologique des systèmes fluviaux post-crue de 2013

La crue de 2013 a provoqué un élargissement considérable des bandes actives de tous les cours d'eau analysés, indiquant une dynamique sédimentaire importante au cours de cet événement. Sur la plupart des secteurs analysés, les évolutions morphologiques observées sont similaires voire plus importantes dans certains cas que les modifications observées suite aux grandes crues passées (1897 sur le torrent du Bastan, 1937 sur l'ensemble du bassin versant du Gave de Pau). L'analyse verticale appuie ces observations sur le tronçon du Lac des Gaves, étant donné qu'on note un exhaussement important du lit en amont du seuil de Beaucens et entre les deux seuils. Des dynamiques d'incisions locales sont observées, liées à un charriage dominant.

L'événement de 2013 a été précédé de trois événements importants. La crue d'octobre 2005, a en effet enregistré le plus fort débit jamais connu sur le Gave de Cauterets (station de la Raillère). Cet événement a provoqué un élargissement considérable de la bande active des cours d'eau analysés qui a été toutefois rapidement poursuivi par une rétractation. En 2012, le bassin versant du Gave de Pau a connu un épisode de crue important. Cet événement reste malheureusement très peu documenté, et les données disponibles sont rares. Des témoignages nous laissent comprendre que la crue de 2012 a mobilisé la charge sédimentaire disponible sur les lits des cours d'eau (fournie par les crues répertoriées par la BD RTM : 1937, 1952, 1982, etc.), et elle a fortement sollicité le lit et les berges des cours d'eau analysés. Ces deux événements ont donc contribué à la création d'un terrain favorable aux phénomènes observés lors de la crue de juin 2013, qui a pu profiter de la situation du lit déstabilisé et des berges fragiles, pour mobiliser les quantités massives de sédiments observées.

Les travaux post-crue de 2013 exécutés rapidement (enrochements, remblais, etc.), ont conduit à la rétractation brutale de la bande active. La cause de ce phénomène est donc pour l'heure uniquement anthropique.

Le lit des cours d'eau n'a toutefois pas eu le temps de se stabiliser complètement avant l'arrivée des crues successives de l'année 2018, en particulier l'événement décennal de juin 2018. Cet événement a légèrement augmenté la largeur de la bande active en amont du seuil de Beaucens. Par ailleurs, on estime la quantité de matériaux mobilisés (piégés dans le Lac des Gaves) à environ 67 000 m^3. Cet événement a montré que les cours d'eau du bassin versant sont toujours en cours de réajustement post-crue et que leurs lits déstabilisés,

sont en mesure de fournir des quantités non négligeables de matériaux.

4.5.1.4 Analyse de la connectivité sédimentaire

Le calcul de l'Indice de Connectivité (IC) spatialité sous SIG est un outil intéressant pour acquérir une vision globale de la dynamique sédimentaire d'un bassin versant (Cavalli et al., 2013; Crema and Cavalli, 2018). Le croisement avec la digitalisation des zones sources a permis de réduire les limites liées à l'utilisation unique de l'IC. En effet, Cavalli et al. (2013) souligne que cet indice a tendance à surestimer l'effet de la topographie sur la connectivité sédimentaire. De plus, ce dernier ne prend pas en compte explicitement les informations en lien avec les couvertures de sol. D'après les développeurs de cette méthode, la génération du raster de rugosité se fait en analysant la signature topographique des différents secteurs du bassin versant étudié, qui peut être associée à couverture de sol donnée.

La modélisation de la connectivité sédimentaire avec cet outil dépend fortement de la cible choisie. Dans notre cas, nous avons pris pour cibles, le réseau hydrographique principal et les exutoires des deux sous bassins versants amont. Ce choix nous semble le mieux adapté pour estimer d'une part, la connectivité sédimentaire en cas d'événement extrême semblable à la crue de juin 2013, où le réseau hydrographique est fonctionnel. D'autre part la deuxième option permet d'identifier le potentiel de fourniture de matériaux produits par les deux sous bassins versants à notre tronçon d'intérêt.

Certaines hypothèses, consolidées par des études sur des bassins versants voisins (Le Bastan et la Neste étudiés par Blanpied (2019)), ont permis d'identifier les facteurs contrôlant la connectivité sédimentaire sur les deux sous bassins versants étudiés. En comparaison avec les Alpes, les montagnes pyrénéennes possèdent une géologie plus résistante, pouvant expliquer la faible fourniture sédimentaire par processus de versant. Lorsque le réseau hydrographique est pris pour cible, le bassin versant du Gave de Gavarnie, présentant une superficie bien plus importante comparée à celle du Gave de Cauterets, présentait des valeurs de connectivité sédimentaires plus importantes. La taille du bassin versant pourrait-elle alors être considérée comme un facteur de contrôle ? Ceci pourrait s'expliquer par le fait que la surface de la zone contributive de ce bassin versant est forcément de plus grande taille. En effet, un système possédant un grand bassin de réception, présente des capacités de transport plus importantes d'où les valeurs plus élevées de l'IC. Dans ce sous bassin les valeurs les plus élevées de connectivité se trouvent en fond de vallée. Les zones à faible connectivité sédimentaire se trouvent quant à elles dans les parties amont, au niveau des têtes de bassin versant. La crue extrême de 2013 appuie cette hypothèse. En effet, lors de l'évènement, ce sont les fonds de vallée en aval des sous bassins versants qui se sont révélés les plus actifs alors qu'une faible contribution des têtes de bassins versants a été observée (Blanpied et al., 2018). Quand les exutoires sont pris pour cible, c'est le Gave de Cauterets qui présente des valeurs de connectivité sédimentaire plus importantes. Ceci peut être dû à ses pentes plus élevées et sa forme plus ramassée, plus favorable au déclenchement de processus de versants, acheminés efficacement jusqu'à son cône de déjection.

Les valeurs estimées par les calculs de l'IC en comparaison à d'autres massifs, s'avèrent plus faibles. En effet, les études de Cavalli et al. (2016) et Messenzehl et al. (2014) dans les Alpes italiennes et suisses (Blanpied, 2019), présentent des valeurs de connectivité supérieures aux deux bassins pyrénéens analysés. La connectivité sédimentaire au réseau hydrographique des bassins versants étudiés dans les Alpes est estimée entre -2.35 et -2.6 alors qu'elle est comprise entre -3.64 et -3.60 sur nos secteurs d'étude. Il est tout de même nécessaire de relever que la superficie des bassins versant de comparaison est nettement plus faible (6 et 8.5 km^2) que les nôtres (178 et 459 km^2). Ces résultats sont donc difficilement comparables au vu de la résolution des MNT utilisés (1 et 2 m) comparativement au nôtre (5 m). De plus, le réseau hydrographique pris pour cible peut également jouer un rôle. Ces valeurs plus faibles, témoignent d'une connectivité sédimentaire moins efficace dans les secteurs pyrénéens par rapport aux massifs alpins. Ceci peut s'expliquer par la géologie résistante que présentent les massifs pyrénéens, peu favorable au développement d'une connectivité sédimentaire efficace. Par ailleurs, la digitalisation manuelle des sources sédimentaires et leur comparaison

au couvert forestier sur les deux sous bassins versants analysés, a permis de conclure que la proportion du bassin versant potentiellement active en termes de production sédimentaire, reste très faible en comparaison au couvert forestier présent. Il s'agit d'ailleurs de la catégorie de couverture de sol la plus dominante sur les deux sous bassins versants.

4.5.1.5 Synthèse partielle

L'analyse de l'évolution des largeurs de bandes actives et des surfaces des bancs sédimentaires, s'est avérée être un indicateur efficace pour lier les modifications morphologiques observées aux forçages associés. En effet, pour les cours d'eau amont, les évolutions de ces indicateurs suivent parfaitement les facteurs de contrôle anthropique et naturel observés. Pour le tronçon du Lac des Gaves, des variabilités importantes, marquées par des tendances de rétractation et d'élargissement sont observées. En effet, en plus des forçages connus par les cours d'eau amont, ce tronçon particulier cumule en plus des activités d'extractions importantes, rythmant les évolutions morphologiques.

L'évolution des profils en long des tronçons étudiés au cours du 20ème siècle montre des variabilités importantes, marquées par des tendances d'aggradation et d'incision, en fonction de leur localisation dans le profil en long. Quand la superposition était fiable, les profils en long historiques s'avéraient être des archives intéressantes à considérer pour étudier les évolutions altimétriques à l'échelle du siècle. La propagation des incertitudes a indiqué que les niveaux de détection de changements notables était de 2.41 m pour le Gave de Cauterets, 0.99 m pour le Gave de Gavarnie et 0.59 m pour le Gave de Pau. Étant donné que plus de la moitié des points analysés dépassait ce seuil de détection, nous pouvons considérer que cet outil a révélé des informations relativement fiables quant aux taux d'aggradation et d'incision observés sur les tronçons étudiés.

Pour conclure sur l'aspect connectivité sédimentaire, le bassin versant du Gave de Pau semble présenter une faible connectivité, témoignant d'une pénurie sédimentaire, mise en avant par la crue de juin 2013. Les incisions observées témoignent d'une sollicitation des lits principalement pour l'alimentation des cours d'eau suivis. Ces incisions révèlent d'un déficit sédimentaire en réponse aux différents forçages visant justement à réduire l'efficacité de la connectivité.

Pour résumer, l'évolution du contexte hydro-sédimentaire du bassin versant du Gave de Pau est présentée sur 8 périodes sur le tableau 4.13.

4.5.2 Discussion sur les réponses de l'approche expérimentale

Le protocole de suivi de la dynamique sédimentaire sur le terrain a montré qu'une mobilité sédimentaire pouvait être observée même pour des débits faibles sur les cours d'eau amont. Cette première observation, consolide les conclusions de l'analyse historique, étant donné qu'elle indique que les cours d'eau analysés sont très probablement toujours déstabilisés et en cours de réajustement post-crue de 2013.

Le dispositif des placettes colorées s'est avéré particulièrement efficace et facile à déployer. Son suivi fournit des informations qualitatives certes, mais elles permettent de témoigner d'une activité morphologique. L'année 2017 s'est avérée particulièrement calme d'un point de vue hydrologique. La plupart des cours d'eau a présenté une mobilité sédimentaire modeste. C'est surtout le Gave de Cauterets et le Gave d'Héas qui se sont révélés les plus réactifs aux faibles coups d'eau de l'année 2017. Ceci peut s'expliquer par leurs fortes pentes. Sur le secteur du Lac des Gaves, très peu de mobilité est observée, confirmé par un développement important de la végétation. L'année 2018 s'est quant à elle révélée beaucoup plus humide, puisque sept crue d'occurrence supérieure à la crue annuelle sont survenues. La majorité des placettes colorées ont été détruites, témoignant d'une activité morphologique importante. Sur le tronçon du Lac des Gaves, des dépôts considérables de matériaux fins sont observés, qui, selon nos suppositions, ont recouvert la plupart des placettes de ce secteur.

L'analyse de l'évolution topographique a permis de compléter les informations partielles fournies par le

TABLE 4.13 – Synthèse des différents facteurs de contrôle et des ajustements associés retraçant l'évolution du contexte hydro-sédimentaire du bassin versant du Gave de Pau (inspiré de Blanpied (2019))

Périodes	Facteurs de contrôle	Ajustements morphologiques (supposés et observés)
1830 - 1850	« Dégradation de la montagne » : population maximale observée	Elargissement de la bande active et augmentation de la connectivité sédimentaire supposés
1850 - 1910	Crise agro-pastorale ; exode rural ; dégradation des versants ; événements hydro-climatiques extrêmes ; développement du thermalisme ; début des travaux RTM	Hypothèses d'une bande active plus large et une connectivité sédimentaire efficace
1897 - 1910	Crue de juillet 1897 ; sous-bassin versant du Bastan fortement impacté ; premier travaux RTM de correction torrentielle	Largeur de bande active de la crue de 1837 ≈ 2013 sur le Bastan ; dynamique de crue en lave torrentielle et exhaussement du chenal ; rétractation rapide avec les travaux post-crue (Blanpied, 2019)
1910 - 1937 (pré-crue)	Efficacité des travaux RTM ; transformation économique de la vallée ; poursuite de l'exode rural mais maintien d'une tradition agro-pastorale	Contraction de la bande active ; réduction de la connectivité sédimentaire
1937 - 1950	Crue d'octobre 1937 ; bassin versant du Gave de Pau impacté dans sa globalité en particuliers à Lourdes ; efficacité des travaux RTM sur le Bastan ; poursuite de l'exode rural et maintien de la tradition agropastorale	Fort travail de la bande active du Gave de Pau entre les communes de Villelongue et Lourdes ; largeur de la bande active 1937 ≥ 2013 sur la plupart des cours d'eau sauf le Bastan
1950 - 2013 (pré-crue)	Période de calme hydrologique ; développement de l'hydroélectricité ; période d'extractions de matériaux ; création du Lac des Gaves ; développement du tourisme ; urbanisation du fond de vallée et diminution du nombre de terres cultivées ; poursuite de l'exode rural ; recolonisation végétale sur les versants et marges du fond de vallée	Forte rétractation de la bande active ; passage d'une large bande active (post-crues 1897 et 1937) à un mono-chenal à ripisylve ; réduction de la connectivité sédimentaire
2013 - 2017	Crue de juin 2013 ; nombreux travaux post-crue sur tout le bassin versant ; période de réponse	Largeur de bande active de la crue de 2013 ≈ 1897 sur le Bastan et 1937 sur l'ensemble du bassin versant ; dynamique d'incision globalement observée et crue à charriage dominant ; remplissage du Lac des Gaves ; rétractation rapide post-travaux
2018 - 2020	Séries de crues de l'année 2018 ; crue décennale de juin 2018 ; reprise de certains travaux post-crue ; cours d'eau toujours en cours de réajustement	Elargissements localisés de la bande active ; incisions observées ; dépôts dans le Lac des Gaves

dispositif des placettes colorées. En effet, les changements topo-bathymétriques sont très faibles entre 2016 et 2017, confirmant le calme hydrologique et la modeste réaction des cours d'eau aux faibles hausses de débit observées. Suite à la crue de 2018, on observe des évolutions topographiques plus importantes. Sur le Gave de Gavarnie, on observe une incision s'approchant du mètre, témoignant d'un destockage efficace des matériaux du lit. Le Gave de Cauterets a encore montré une réponse morphologique importante, étant donné qu'il s'agit du cours d'eau dont la majorité des placettes colorées a été mobilisée. Une incision est observée sur la plaine de Concé, on observe toutefois un léger exhaussement sur les autres secteurs analysés. L'analyse des profils en travers sur trois ans nous indique que le Lac des Gaves continue de se remplir. En effet, une aggradation non négligeable est observée entre les deux seuils, confirmant son rôle de piège à matériaux efficace. Un léger exhaussement est également observé en aval du seuil de Préchac. Serait-il possible qu'une quantité de matériaux ait transité au dessus de ce seuil ? Ou s'agit-il seulement de dépôts locaux issus d'un remaniement du lit ? Il se pourrait, qu'au vu du remplissage du Lac des Gaves, dans sa quasi totalité, une reconnexion légère de la dynamique sédimentaire soit en train de se produire.

Enfin, les deux campagnes de mesure directe du débit solide, ont confirmé les tendances observées sur le terrain.

Troisième partie

Approche mécaniste

CHAPITRE 5

Apport de la modélisation hydrologique événementielle

> *L'orage est sur nous. La foudre tombe avec des claquements secs, comme si la montagne explosait ; la terre tremble. Le vent se rue avec des "han !" sinistres contre les tentes dont les toiles se gonflent comme la brigantine d'une barque surprise par l'ouragan. Il semble qu'à la seconde suivante notre abri frêle va être balayé, brisé, anéanti... Couches dans les sacs en peau de mouton, car si nous nous levions nous toucherions la toile et les gouttières nous inonderaient, nous restons là sans causer, presque sans penser.*
>
> *Nous sommes au-delà des limites de l'épouvante ; une résignation, un fatalisme vague nous a envahis, anesthésiant la peur. Jamais peut-être plus qu'à cette minute je n'ai compris l'inanité de l'orgueil humain.*
>
> Louis Le Bondidier, *Un mois sous la tente dans les Pyrénées catalanes et aragonaises*, 1907

Sommaire

5.1 Introduction 166
5.2 Le modèle MARINE 166
5.2.1 Contexte de développement du modèle 166
5.2.2 Contexte Pyrénéen : le bassin versant du Gave de Pau amont 167
5.2.3 Structure du modèle 167
5.2.4 Description des paramètres du modèle et données requises 170
5.2.5 Calibration et validation du modèle 170
5.3 Implémentation du modèle sur le bassin versant du Gave de Pau amont 171
5.3.1 Données de terrain 171
5.3.2 Données hydrométéorologiques utilisées 174
5.4 Analyse de sensibilité et estimation des incertitudes 176
5.4.1 Bref état de l'art 176
5.4.2 Objectifs de l'analyse de sensibilité 177
5.4.3 Méthode d'analyse de sensibilité : GSA 177
5.4.4 Fonction coût et valeur seuil 178
5.4.5 Analyse événementielle 179
5.4.6 Sensibilité du bassin versant du Gave de Pau aux paramètres d'analyse 183
5.4.7 Un jeu de paramètres pour tout le bassin versant ? 186
5.4.8 Discussion sur la performance de la modélisation 186

5.5 Calibration 188
5.5.1 Définition et objectifs 188
5.5.2 Calibration par bassin versant 189
5.5.3 Jeux de paramètres 190
5.5.4 Stratégie de calibration 192
5.5.5 Couplage avec le modèle hydrosédimentaire 2D 196
5.6 Discussion et conclusion 196

5.1 Introduction

En terrains de montagne, l'hydrologie est la principale source d'incertitudes pouvant fortement fausser la compréhension de la dynamique sédimentaire d'un bassin versant. Au même titre que les flux solides, cette variable de contrôle est l'un des principaux forçages à l'origine des changements morphologiques et écologiques observés sur les cours d'eau. L'étude de la dynamique sédimentaire ne peut donc être réalisée qu'avec une bonne estimation de l'hydrologie associée.

Dans le cadre de ce projet de recherche, une estimation de l'hydrologie événementielle est considérée. L'objectif est de reproduire les événements hydrologiques morphogènes récents, et de les estimer au niveau des points d'entrée du système Lac des Gaves. Les résultats obtenus serviront de données d'entrée pour le modèle hydro-sédimentaire développé à l'échelle du tronçon et les calculs événementiels du transport solide en provenance des sous-bassins versant amont (Chapitre 6). Le couplage de ces méthodes nous fournira une vision plus claire du comportement hydro-sédimentaire récent du bassin versant.

Ce chapitre présente dans un premier temps la structure du modèle MARINE, utilisé pour la modélisation événementielle, et les données qu'il requiert. Ensuite, l'implémentation du modèle sur le bassin versant du Gave de Pau est abordée. L'analyse de sensibilité conduite sur le site d'étude est présentée dans un troisième temps. Enfin, nous introduisons la procédure de calibration et de validation du modèle qui permettra, par la suite, le couplage avec le modèle hydro-sédimentaire 2D (Chapitre 6). Ce chapitre est clôturé par une discussion concernant la performance du modèle sur le bassin versant du Gave de Pau.

5.2 Le modèle MARINE

5.2.1 Contexte de développement du modèle

Le modèle hydrologique pluie-débit MARINE (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes) a été initialement développé pour anticiper les crues éclairs méditerranéennes. Une crue éclair est définie comme une crue impactant un bassin versant de surface modeste (< 1000 km^2) sur une durée de 6h voire moins. Ces événements extrêmes sont généralement causés par d'importantes précipitations pouvant être locales ou étendues. Les bassins versants méditerranéens sont des terrains propices à la formation d'une crue éclair, en particulier dans le sud-ouest où le littoral rencontre les montagnes pré-littorales (*e.g.* cévennes). Ces régions sont caractérisées par une forte irrégularité des apports pluviométriques (pluies diluviennes) provoquant des variations importantes de débits. La période critique de survenance de ces crues est l'automne, où des vents chauds (sud ou sud-est) en provenance de la Méditerranée rencontrent un air froid en altitude, ce qui provoque la formation d'orages violents. Des ruissellements importants sont alors observés sur des bassins versants possédant de très faibles temps de concentration, ce qui amplifie les effets désastreux de ces crues (*e.g.* le 8-9 septembre 2002 la crue éclair du Gard a causé la mort de 23 personnes et environ 1.2 millions d'euros de dégâts). Pour certains de ces petits

bassins versants non jaugés présentent des délais d'alerte très courts, compliquant de ce fait l'anticipation de ce type d'événements (Garambois, 2012; Roux et al., 2011).

La région méditerranéenne est très régulièrement affectée par des précipitations très importantes (*e.g.* la Côte d'Azur qui a été balayée le 3 octobre 2015 par un orage diluvien, une lame d'eau exceptionnelle de 175 mm en 2h a été relevée à Cannes soit l'équivalent de 2 mois de précipitations).

5.2.2 Contexte Pyrénéen : le bassin versant du Gave de Pau amont

Le bassin versant du Gave de Pau amont ($A = 1150\ km^2$) présente des caractéristiques différentes des bassins méditerranéens considérés dans le cadre du développement du modèle MARINE. Ses sous-bassins versants amont possèdent des caractéristiques typiques de rivières et torrents de moyenne-haute montagne (Piton et al., 2016). L'hydrologie observée est fortement variable et l'hydraulique très transitoire. Le bassin versant du Gave de Pau répond à un régime hydrologique nivo-pluvial, caractérisé par des périodes de hautes-eaux observées à la fin du printemps.

Les caractéristiques des crues de printemps du Gave de Pau sont différentes des épisodes cévenols méditerranéens. En effet, il s'agit d'événements plus lents, dont les effets peuvent être visibles après le déclenchement de processus hydrologiques sur plusieurs jours. Un épisode de crue classique de printemps dans le bassin versant du Gave de Pau amont suit l'enchaînement suivant : (1) hausse des températures ; (2) engagement de la fonte nivale ; (3) précipitations sur plusieurs jours et, (4) débit de crue maintenu sur plusieurs jours. Les crues d'automne du bassin versant, se manifestant généralement en octobre-novembre, se rapprochent quant à elles légèrement de la dynamique des crues méditerranéennes.

Ainsi, une modélisation événementielle sur MARINE est envisagée afin de mieux comprendre le comportement hydrologique du bassin versant du Gave de Pau d'une part, et, d'autre part, de tester le modèle sur des bassins des Hautes-Pyrénées. L'objectif est de caractériser les réponses hydrologiques à travers la reconstitution des hydrogrammes de crue en amont sur plusieurs sections d'intérêt dans le but de quantifier les apports solides événementiels pouvant impacter le tronçon du Lac des Gaves.

5.2.3 Structure du modèle

Cette partie se base majoritairement sur les développements de Roux et al. (2011).

Comme évoqué précédemment, le modèle MARINE est un modèle hydrologique distribué à base physique pour la prévision des crues éclairs. La topographie est le facteur prédominant pour la détermination du ruissellement à travers la prise en compte de la pente et la direction descendante. Ce modèle est structuré en trois modules principaux (Fig. 5.1). Le premier module sépare les précipitations en ruissellement de surface et en infiltration ; le second représente l'écoulement de subsurface, et le dernier l'écoulement de surface sur les versants et dans le réseau de drainage. Ce dernier module se base sur une fonction de transfert qui permet l'acheminement des précipitations en excès vers l'exutoire du bassin versant à travers l'utilisation de l'approximation de l'onde cinématique des équations de Barré-de-Saint-Venant. Les excès d'infiltration et de ruissellement sont représentés dans MARINE. La discrétisation spatiale du bassin versant s'effectue grâce à la résolution de grille du MNT (Modèle Numérique de Terrain). L'évapotranspiration n'est pas représentée car l'objectif du modèle est de simuler une série d'événements de crue isolés durant lesquels ce processus est négligeable.

Le modèle MARINE est capable de simuler les hydrogrammes de crue en n'importe quel point du réseau de drainage. Il est également possible de suivre l'évolution des variables de sortie distribuées telles que l'humidité des sols ou les vitesses de ruissellement sur tout le bassin versant. Les procédures détaillées utilisées par le modèle sont décrites dans les sections suivantes.

Enfin, MARINE présente l'avantage de tourner avec un pas de temps variable (allant de quelques seconde à 1 minute) en utilisant la condition de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) pour réduire le temps de calcul.

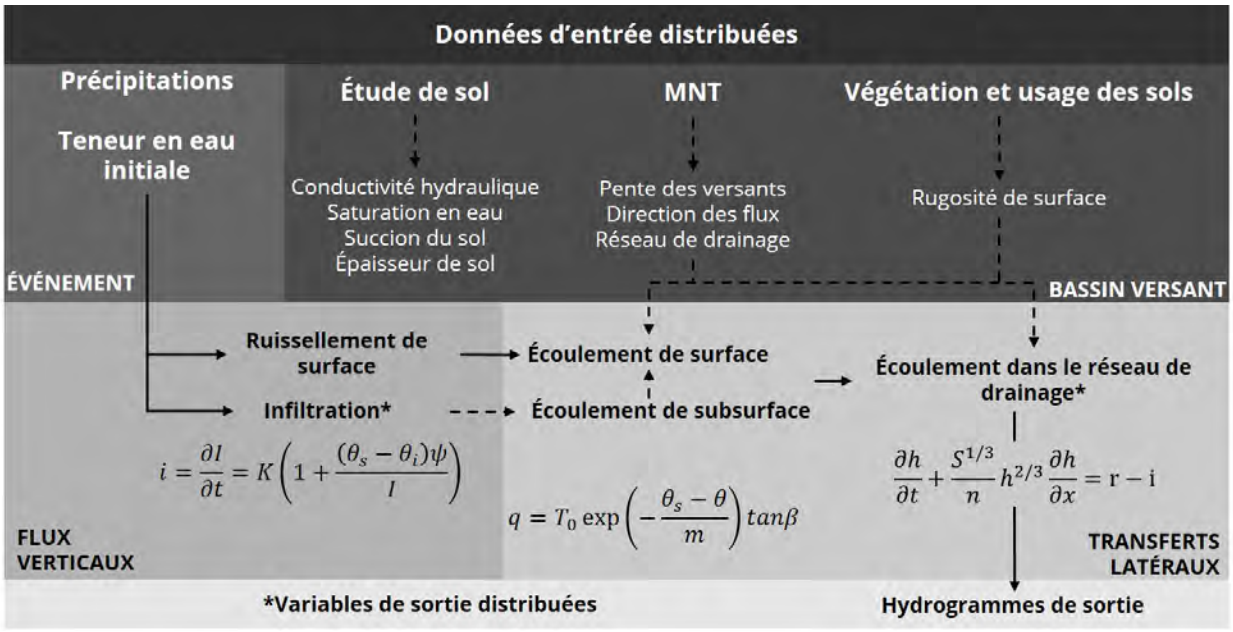


FIGURE 5.1 – Structure du modèle MARINE (traduit depuis Roux et al. (2011))

5.2.3.1 Infiltration

L'infiltration à l'échelle locale est estimée en supposant un écoulement unidimensionnel indépendant, se produisant dans des colonnes de sol verticales considérées homogènes utilisant le modèle de Green et Ampt. Le taux d'infiltration est égal à l'intensité de précipitations du moment que cette dernière n'excède pas le taux d'infiltration. Dans ce second cas, un ruissellement de surface se produit (Gourley and Vieux, 2006).

A l'échelle locale, le taux d'infiltration i (m s^{-1}) est estimé par l'équation suivante :

$$i(t) = \begin{cases} r(t) & t \leq t_p \\ K\left(1 + \psi \frac{\theta_s(1-\theta_i}{I(t)}\right) & t > t_p \end{cases} \tag{5.1}$$

où r correspond au taux de précipitations (m s^{-1}), t_p est le temps de submersion (s), K la conductivité hydraulique à saturation (m s^{-1}), ψ la succion du sol au front de saturation (m), θ_s et θ_i les teneurs en eau saturée et initiale respectivement (m^3 m^{-3}) et I le cumul d'infiltration (m). I est calculé à partir des taux d'infiltration accumulés à travers le temps et $i(t)$ et $I(t)$ sont reliés par : $i(t) = \frac{dI(t)}{dt}$.

Le processus d'infiltration s'arrête quand la teneur en eau du sol θ (m^3 m^{-3}) égale la teneur en eau à saturation du sol θ_s.

5.2.3.2 Écoulement de subsurface

Le module correspondant à l'écoulement de subsurface se base sur la loi de Darcy. Il utilise les hypothèses suivantes : (i) la pente de la nappe dans la zone saturée est supposée coïncider avec la pente de la topographie locale ; (ii) la transmissivité locale est une fonction exponentielle du déficit de stockage local (hypothèse originaire du modèle TOPMODEL, (Beven and Kirkby, 1979)), le débit par unité de largeur q s'exprime de la manière suivante :

$$q(t) = T_0 exp\left(\frac{\theta_s - \theta}{m}\right) tan\beta \tag{5.2}$$

où T_0 est la transmissivité locale des sols entièrement saturés (m^2 s^{-1}), θ_s et θ correspondent à la teneur en eau à saturation du sol et locale (m^3 m^{-3}), m le paramètre de décroissance de la transmissivité (-), et β est l'angle

de la pente locale (rad). Quand l'eau dans le sol atteint le réseau de drainage, on suppose que l'écoulement dans le réseau de drainage se produit avec une vitesse calculée à partir de l'équation 5.2.

Ce modèle de subsurface représente l'écoulement horizontal au niveau de la zone non saturée en eau qui se produit normalement, dans une couche d'épaisseur limitée avec une conductivité hydraulique élevée due à des chemins d'écoulements préférentiels et de la macroporosité (Ciarapica and Todini, 2002).

5.2.3.3 Écoulement de surface

Le calcul du ruissellement de surface est divisé en deux parties dans le modèle MARINE : l'écoulement de surface et l'écoulement dans le réseau de drainage. Ces deux processus sont estimés à l'aide de l'approximation unidimensionnelle de l'onde cinématique des équations de Saint-Venant avec la loi de frottement de Manning.

Écoulement de surface

Pour représenter l'écoulement de surface, il est supposé que les conditions permettent l'utilisation du modèle cinématique. L'équation unidimensionnelle du bilan massique en eau pour l'écoulement de surface à travers une pente uniforme est décrite comme suit :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (uh)}{\partial x} = r - i \tag{5.3}$$

avec h la hauteur d'eau (m), t le temps (st), u la vitesse d'écoulement de surface (m s^{-1}), x est la variable spatiale (m), r le taux de précipitations (m s^{-1}), et i le taux d'infiltration (m s^{-1}). Dans le cadre de l'analogie de l'onde cinématique, l'équation des moments est réduite à $S_0 = S_f$, avec S_0 la pente (m m^{-1}) et S_f la ligne de gradient d'énergie (m m^{-1}). La loi de frottement de Manning lie la profondeur d'écoulement h et la vitesse d'écoulement u de la manière suivante :

$$u = \frac{S_0^{1/2}}{n_o} h^{2/3} \tag{5.4}$$

où n_o est le coefficient de rugosité de Manning (m$^{-1/3}$s). Avec l'équation de conservation de la masse (Eq. 5.3), cette loi permet de simuler l'écoulement de surface :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{S_0^{1/2}}{n_o} \frac{5}{3} h^{2/3} \frac{\partial h}{\partial x} = r - i \tag{5.5}$$

La fonction de forçage à droite de l'équation 5.5 représente l'excès de précipitations correspondant à la différence entre le taux de précipitations et le taux d'infiltration dans le sol. Pour rappel, l'infiltration est traitée par l'équation de Green et Ampt (Eq. 5.1) explicitée précédemment.

Réseau de drainage

L'écoulement dans le réseau de drainage est simulé à l'aide de l'approximation de l'onde cinématique, prenant en compte la largeur du tronçon de drainage. Une hypothèse est émise concernant le profil en travers d'un tronçon réseau de drainage (Fig. 5.2). Ceci conduit à une nouvelle équation de transport dans le réseau de drainage. Les caractéristiques du tronçon de drainage sont calculées en utilisant les hypothèses géomorphologiques suivantes (Liu and Todini, 2002) : la largeur du tronçon de drainage W_{Di} et la profondeur H_{Di} sont estimées de manière à ce qu'elles augmentent en fonction de l'aire drainée par la cellule i. Ainsi :

$$\begin{aligned} W_{Di} &= W_{Dmax} + \left(\frac{W_{Dmax} - W_{Dmin}}{\sqrt{a_{tot}} - \sqrt{a_{th}}}\right)\left(\sqrt{a_{di}} - \sqrt{a_{tot}}\right) \\ H_{Di} &= H_{Dmax} + \left(\frac{H_{Dmax} - H_{Dmin}}{\sqrt{a_{tot}} - \sqrt{a_{th}}}\right)\left(\sqrt{a_{di}} - \sqrt{a_{tot}}\right) \end{aligned} \tag{5.6}$$

avec W_{Dmax} la largeur maximale à l'exutoire du bassin versant, W_{Dmin} la largeur minimum, correspondant à l'estimation de l'aire seuil de (Giannoni et al., 2000) $a_{th} = 1\ km^2$, qui est la surface de drainage amont minimale requise pour la création d'un chenal, a_{tot} est l'aire totale et a_{di} correspond à l'aire drainée par la $i^{\text{ème}}$ cellule.

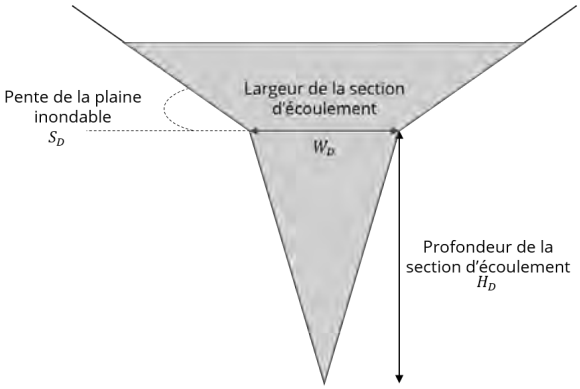


FIGURE 5.2 – Géométrie d'une section en travers du réseau de drainage (traduit depuis Roux et al. (2011))

5.2.4 Description des paramètres du modèle et données requises

Le modèle nécessite les données suivantes à chaque cellule :

- 5 paramètres pour l'estimation du ruissellement de surface et de l'infiltration : la conductivité hydraulique à saturation K, les teneurs en eau initiale et saturée θ_i et θ_s respectivement, la succion du sol au niveau du front mouillant ψ, et l'épaisseur du sol Z ;
- 2 paramètres pour le calcul de l'écoulement de surface si la cellule n'est pas dans le réseau de drainage : la pente locale S_0 et la rugosité de surface n_o ;
- 6 paramètres pour la fonction de transfert dans le réseau de drainage : la pente S_0, la profondeur H_D, la largeur W_D et la pente du profil en travers S_D du tronçon de drainage, et les deux coefficients de rugosité n_{D1} et n_{D2} (coefficient de rugosité de Manning dans le lit du cours d'eau et dans la plaine inondable).

Le modèle a donc besoin de 7 paramètres pour une cellule de pente de versant et de 11 paramètres pour une cellule du réseau de drainage. La plupart des paramètres peut être estimée grâce aux données topographiques, de sol et de couverture du sol que nous détaillerons dans les sections suivantes.

5.2.5 Calibration et validation du modèle

5.2.5.1 Analyse préliminaire

L'étape d'initialisation du modèle est importante dans le cadre d'une modélisation événementielle sur quelques jours. La saturation initiale des sols au début de chaque événement a été estimée grâce au modèle hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) (Habets et al., 2008). Ce modèle simule en continu les flux verticaux d'eau et d'énergie à la surface ainsi que l'évolution du débit des rivières et des principales nappes à l'échelle de toute la France à une résolution de 8 km x 8 km. Des sorties telles que le taux de saturation du sol au moins au pas de temps journalier sont disponibles, que nous utilisons pour initialiser notre modèle pour chaque événement simulé.

5.2.5.2 Analyse de sensibilité et paramètres de calibration

Pour éviter la sur-paramétrisation, le nombre de paramètres à estimer a été maintenu aussi bas que possible. La distribution spatiale de plusieurs paramètres est dérivée des études de sol. Un coefficient de correction unique est donc appliqué pour chaque paramètre spatialisé. Cette approche a été appliquée sur 3

paramètres, à savoir : la conductivité hydraulique à saturation K, la transmissivité latérale T_0 et la profondeur ou épaisseur du sol Z. La procédure de calibration consiste à estimer les valeurs de 3 coefficients de correction pour les données spatialisées : un pour la conductivité hydraulique saturée nommé C_K ; un autre pour la transmissivité latérale de l'écoulement de subsurface C_{KSS} ; et un dernier pour l'épaisseur de sol nommé C_Z. Les rugosités de Strickler du cours d'eau principal K_{D1} et des plaines inondables du réseau de drainage K_{D2} sont constants (Garambois et al., 2015a; Roux et al., 2011). La variabilité spatiale de la transmissivité latérale T_0 est extraite de la carte de conductivité hydraulique.

Cette méthode de calibration est le résultat d'observations effectuées à la suite des premières modélisations conduites avec MARINE. En effet, il s'est avéré que le modèle n'était pas sensible à certains paramètres. Aussi, pour éviter la perte de temps liée à la calibration de paramètres n'ayant que très peu d'effets sur la performance des résultats du modèle, les cinq paramètres présentés ci-dessus ont été retenus car considérés comme étant les plus sensibles (Roux et al., 2011).

5.3 Implémentation du modèle sur le bassin versant du Gave de Pau amont

5.3.1 Données de terrain

5.3.1.1 Caractéristiques générales et MNT

Le modèle MARINE requiert globalement des données de terrain, extraites du MNT, d'une étude de sol, des données de végétation ou d'usage des sols ainsi que des mesures de précipitations. Les caractéristiques du bassin versant du Gave de Pau en lien avec la topographie, la géologie, les héritages sédimentaires, les différents usages de sol ainsi que l'hydrographie du bassin versant ont été introduites dans le Chapitre 2.

Le MNT a été dégradé à une résolution de 500 mètres à partir de la BD_Alti 25 mètres (IGN©). Le MNT est utilisé de telle sorte qu'il identifie les connexions entre les cellules, ce qui permet de délimiter le bassin versant ainsi que les chemins d'écoulement, le calcul de la pente des versants et le cumul de l'aire de drainage pour définir le réseau de drainage et calculer les caractéristiques géométriques des tronçons du réseau hydrographique (Liu and Todini, 2002). L'écoulement est possible selon hui directions à 45°. Les pentes des plaines inondables S_D (Figure 5.2) au niveau de chaque section en travers sont également dérivées du MNT. Elles sont estimées à travers le calcul de la pente entre la cellule dans le réseau de drainage et les cellules voisines dans le bassin versant.

La carte de couverture du sol (2012 Corine Land Cover (CLC) : Service de l'Observation et des Statistiques) présentée dans le chapitre 2 est utilisée pour générer les coefficients de rugosité de surface (Chow, 1959).

5.3.1.2 Données de sol

MARINE accorde une importance particulière à la nature pédologique des sols d'un bassin versant pour la modélisation des crues. En effet, la composition ainsi que la structuration peuvent fortement influencer les écoulements, en particulier pour des épisodes de crues rapides (Garambois, 2012). Les capacités d'infiltration, l'écoulement de subsurface ainsi que le ruissellement de surface produits dans un bassin versant dépendent fortement de l'épaisseur et de la texture des sols le constituant (Roux et al., 2011; Garambois, 2012).

Les caractéristiques pédologiques des sols du bassin versant du Gave de Pau amont ont été extraites des études de sol fournies par le CNRS/EcoLab (Guiresse et al., 2014; Party et al., 2016) (Fig. 5.3). Au vu de la forte variabilité spatiale des caractéristiques des sols, des simplifications de représentation sont imposées par les producteurs des données. Un zonage en Unités Cartographiques de Sol (UCS) et Unités Typologiques de Sols (UTS) est donc adopté à l'échelle 1/250 000 géoréférencé en Lambert 93. L'UCS représente les pédopaysages ou encore l'organisation géographique des sols en paysages définis par la lithologie (type de roches), la géomorphologie (modèle du relief) ainsi que la végétation. Chaque UCS peut contenir une à

plusieurs UTS dont la proportion de chacune est fournie sans information concernant la répartition spatiale. Connaissant la variabilité des UTS ainsi que leur pourcentage de représentativité au sein d'une UCS, un calcul de la moyenne pondérée par les pourcentages connus est effectué pour les variables d'une UCS.

Les cartes représentées dans la figure 5.3 illustrent la répartition globale des UCS du bassin versant du Gave de Pau amont. La légende est fournie en annexe du manuscrit de thèse.

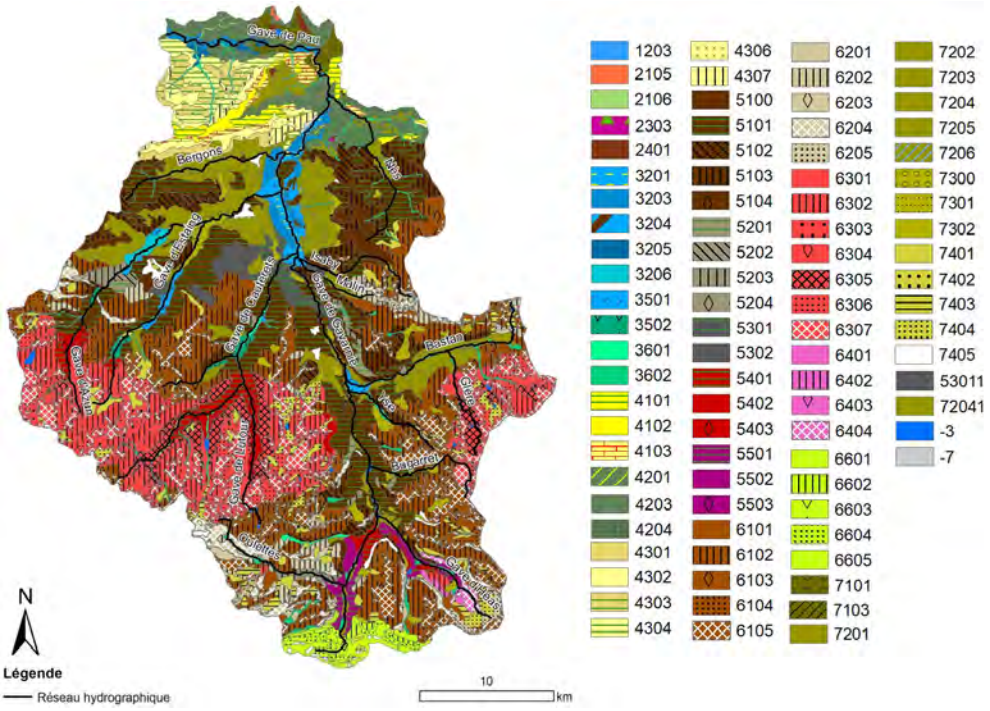


FIGURE 5.3 – Pédologie du bassin versant du Gave de Pau amont. Les codes des unités cartographiées sont définis en annexe (Guiresse et al., 2014; Party et al., 2016)

Les cartes représentées dans la figure 5.4 décrivent les caractéristiques de sol suivantes :

- le pourcentage de sable (carte A) ;
- le pourcentage de limon (carte B) ;
- le pourcentage d'argile (carte C) ;
- l'épaisseur maximale de sol (carte D).

La variabilité au sein de chaque sous-bassin versant est assez importante (Table 5.1). Le sous-bassin versant du Gave de Gavarnie est celui qui présente les profondeurs de sol les plus importantes. Les pourcentages d'argile et de limon semblent plus importants au sein du sous-bassin versant du Gave de Gavarnie alors que le pourcentage de sable est plus élevé dans le sous-bassin versant du Gave de Cauterets.

TABLE 5.1 – Statistiques des compositions de sols réparties par sous-bassin versant

Bassin versant	Aire (km²)	Zsol min (m)	Zsol max (m)	Zsol moy (m)	Zsol std (m)	% argile min	% argile max	% argile moy	% argile std	% sable min	% sable max	% sable moy	% sable std	% limon min	% limon max	% limon moy	% limon std
Gave de Cauterets	178	0.20	1.22	0.58	0.25	0.92	26.92	11.78	4.07	6.72	80.60	52.29	12.48	2.36	51.95	35.26	8.15
Gave de Gavarnie	459	0.10	1.70	0.70	0.33	0.92	60	13.49	4.53	6.72	79.36	46.08	12.00	2.36	60	38.22	9.18
Gave de Pau	1150	0.10	1.70	0.70	0.29	0.92	60	14.88	6.27	6.72	84.69	45.76	12.40	2.36	60	38.59	8.61

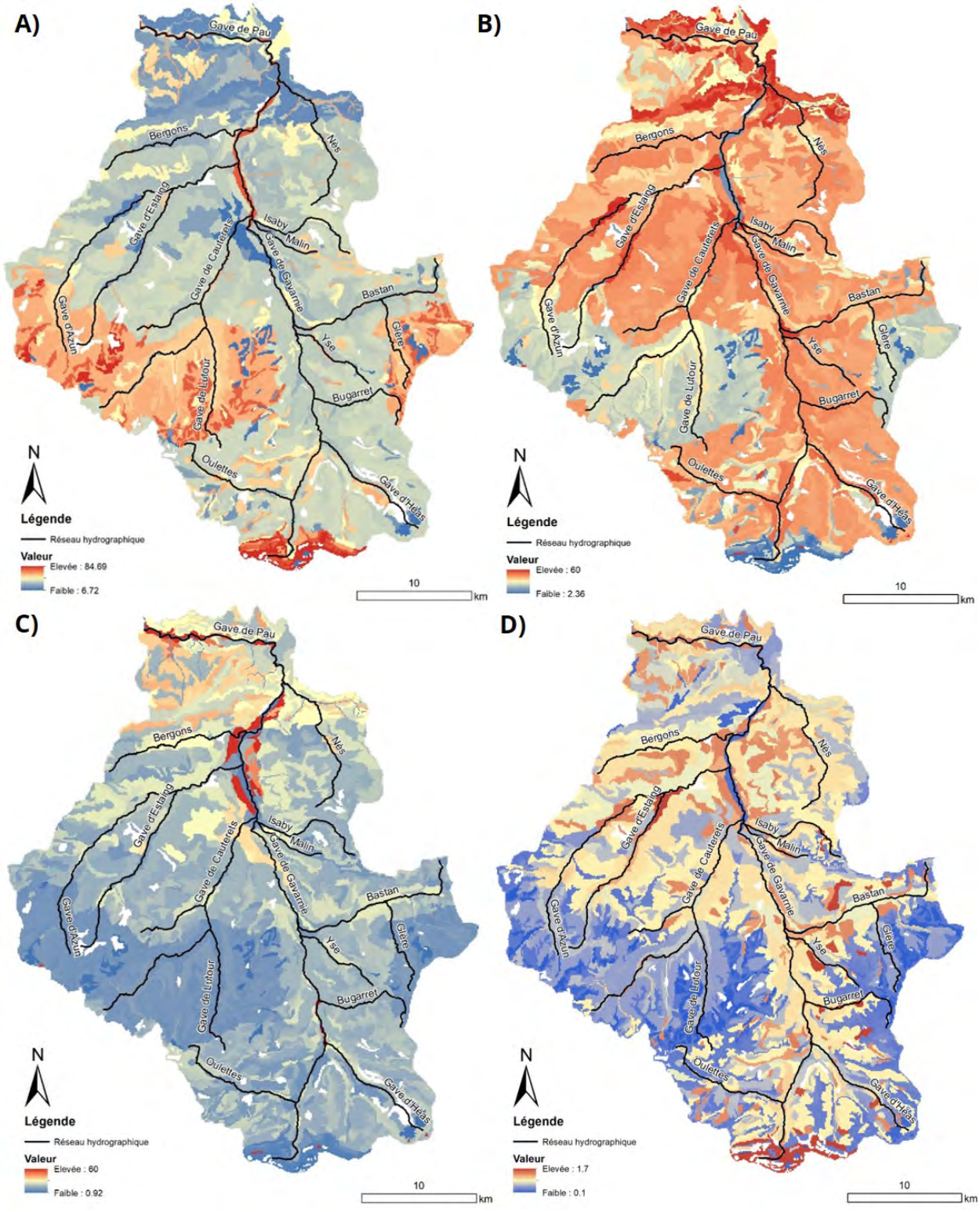


FIGURE 5.4 – Composition des sols du bassin versant du Gave de Pau en : A) sable (%), B) limon (%), C) argile (%) et D) épaisseur du sol (m) (extraite du Référentiel Régional Pédologique de la région Midi-Pyrénées : carte des pédopaysages des Hautes-Pyrénées) (Party et al., 2016)

Les sols sont supposés verticalement homogènes. En fonction de la texture du sol du bassin versant étudié, une classe de sol selon la classification de (Rawls and Brakensiek, 1983) est affiliée à chaque cellule (Fig. 5.5).

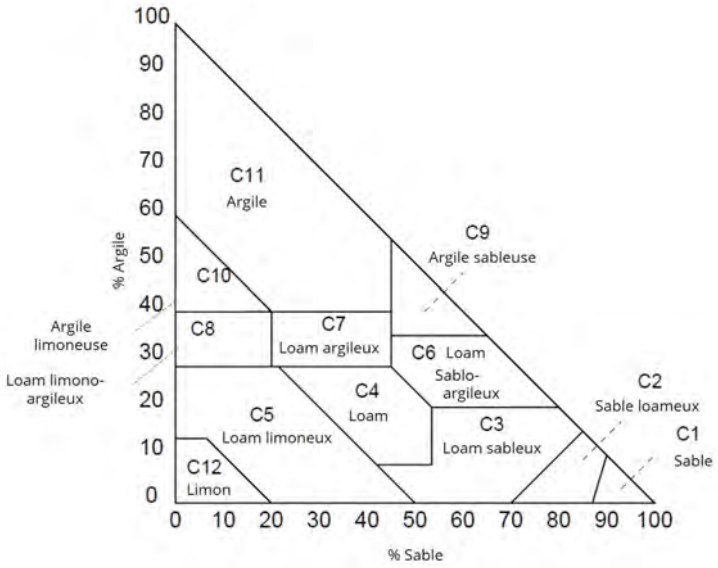


FIGURE 5.5 – Triangle de texture du sol (d'après Rawls et al. (1992)

5.3.2 Données hydrométéorologiques utilisées

Des données de précipitations à partir de pluviomètres au sol (1980 - aujourd'hui) et de lames d'eau Radar (2011 - aujourd'hui) étaient disponibles pour des pas de temps horaire et 5 minutes respectivement (EDF-DTG, Météo France, PANTHERE-Météo France et SPC). La localisation des stations est présentée dans la figure 5.6.

La résolution spatiale des données Radar est de 1 km x 1 km. Depuis 1980, plusieurs événements de crue ont eu lieu. Nous n'avons retenu que les événements dont le débit spécifique était supérieur à $0.2\ m^3 s^{-1} km^{-2}$ sur les stations des affluents amont et $0.1\ m^3 s^{-1} km^{-2}$ sur le Gave de Pau. Au total, six événements ayant eu lieu entre 1997 et 2018 ont été retenus dont quatre d'automne et deux de printemps. La crue exceptionnelle de juin 2013 fait bien évidemment partie des événements simulés. Il s'agit de la crue possédant la plus grande période de retour (environ égale à 100 ans). Les crues d'octobre 2005 et 2012 ont également été prises en compte au vu des effets induits à l'échelle du bassin versant. L'événement de 2011 est de moindre ampleur en comparaison avec les autres crues. La crue de juin 2018 a également été intégrée à l'analyse et il s'agit de l'événement de plus longue durée (261 h). Deux pics de débit y sont représentés, un premier le 10/06 et un second le 13/06. L'humidité des sols est généralement plus élevée pour les événements de printemps. Les caractéristiques des événements considérés sont présentés dans le tableau 5.2.

La localisation des stations de mesure dans le bassin versant a permis d'estimer la surface drainée et les temps de concentration (Table 5.3). Des variabilités importantes entre les mesures de pluviomètres au sol et les cumuls de lames d'eau Radar sont observées pour un même événement. Dans le cadre de notre étude, nous utilisons les données des pluviomètres interpolées avec la méthode des polygones de Thiessen sur 1h. Les données Radar fournies, ont été recalibrées à l'aide des pluviomètres au sol par les fournisseurs des données (Météo France). Après les avoir géoréférencées (Lambert93), les lames d'eau spatialisées ont été découpées selon la taille de notre bassin versant et intégrées au modèle au pas de temps 5 minutes.

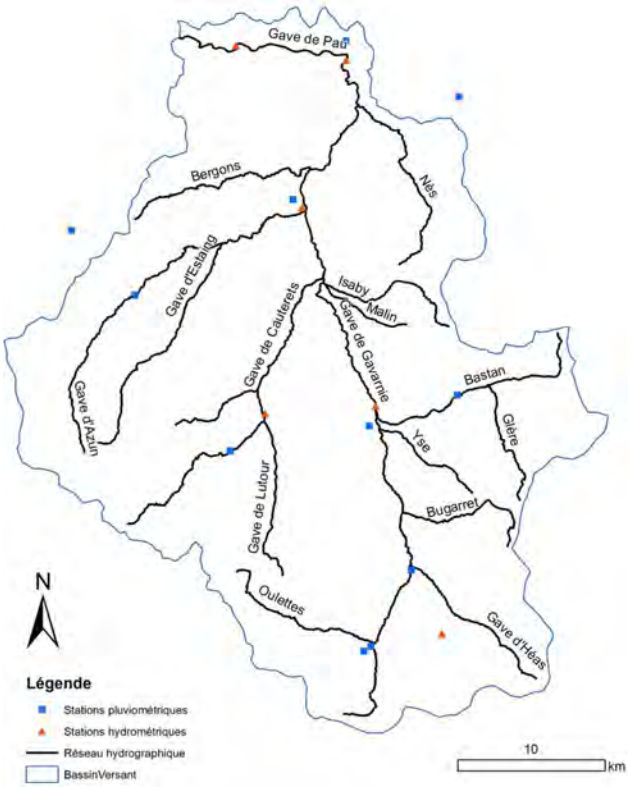


FIGURE 5.6 – Localisation des stations pluviométriques et hydrométriques dont les données sont utilisées pour l'implémentation du modèle

TABLE 5.2 – Caractéristiques des événements sélectionnés pour la modélisation hydrologique

Evénement	Bassin versant	Novembre 1997	Octobre 2005	Novembre 2011 PLUVIOS	Novembre 2011 RADAR	Octobre 2012 PLUVIOS	Octobre 2012 RADAR	Juin 2013 PLUVIOS	Juin 2013 RADAR	Juin 2018 PLUVIOS	Juin 2018 RADAR
Cumul total de précipitations (mm)	Gave de Cauterets	90	74	237	85	214	144	147	125	136	79
	Gave de Gavarnie	162	112	208	74	108	143	150	129	129	77
	Gave de Pau	115	72	205	93	109	122	126	122	122	88
Humidité initiale moyenne (%)		46	52	47		46		61		60	
Débit de pointe ($m^3 s^{-1}$)	Gave de Cauterets	111.41	135.67	50.3		75.24*		115.48		36.82	
	Gave de Gavarnie	248.14	44.68	125.87		399.67		425		-	
	Gave de Pau (Argelès-Gazost)	-	296	195		481		709		332	
Débit spécifique de pointe ($m^3 s^{-1} km^{-2}$)	Gave de Cauterets	0.97	1.18	0.44		-		1.00		0.32	
	Gave de Gavarnie	0.61	0.11	0.31		0.97		1.04		-	
	Gave de Pau (Argelès-Gazost)	0.25 (St-Pé)	0.32	0.21		0.53		0.77		0.36	
Date du pic (UTC)		06/11/1997 11:00-12:00	29/10/2005 06:00-09:00	03/11/2011 16:00-17:00		20/10/2012 06:00-08:00		18/06/2013 17:00-19:00		13/06/2018 09:00-12:00	
Durée de l'événement (h)		90	81	186		159		187		261	

Il est difficile de choisir un produit de données de précipitations plutôt qu'un autre. La portée du Radar et la topographie conditionnent fortement la qualité de l'estimation des précipitations, en particulier pour les bassins versant de montagne. De plus, la qualité des données Radar peut être fortement altérée par les phénomènes de masquage (végétation, zones de gorges). Les pluviomètres au sol peuvent quant à eux ne pas couvrir toutes les variabilités spatiales du terrain. L'impact sur les simulations hydrologiques peut donc être considérable (Garambois et al., 2015b).

TABLE 5.3 – Aire et linéaire drainés à chaque station d'observation et temps de concentration associé calculé avec la formule de Bransby-Williams (Eq. 5.10)

Station	L (m)	S (m/m)	A (km²)	Temps de concentration (h)
Cauterets - La Raillère	15 076	0.05	115	5.00
Gave d'Estaubé	5 819	0.23	20	2.30
Gave de Pau - Pont de Tilhos	42 081	0.02	916	11.34
Gave de Pau - Lourdes	55 791	0.02	1 090	14.77
Gave de Pau - St Pé	67 084	0.02	1 150	17.67
Gave de Gavarnie - Pescadère	25 130	0.03	410	7.08

Pour ces raisons, nous avons fait le choix de simuler les événements, pour lesquels les données étaient disponibles, avec les données des pluviomètres au sol et les cumuls de lames d'eau Radar spatialisés. Il nous paraissait intéressant de comparer les résultats de ces deux produits et de juger du plus pertinent à considérer dans notre cas d'étude.

5.4 Analyse de sensibilité et estimation des incertitudes

Cette partie s'inspire principalement des travaux de Garambois et al. (2015a)

5.4.1 Bref état de l'art

Les modèles hydrologiques sont caractérisés par des surfaces de réponse complexes en raison de la formulation mathématique utilisée pour décrire les phénomènes pluie-débit. Il peut donc s'avérer compliqué de déterminer les combinaisons optimales de paramètres étant données les multiples zones de convergence, les courbures anisotropes ou encore les points singuliers responsables des discontinuités des dérivées (Johnston and Pilgrim, 1976) *in* (Garambois et al., 2015a). Ceci pose le problème d'extrema locaux tant pour la calibration que pour l'analyse de sensibilité.

Les méthodes d'analyse de sensibilité globales, interviennent dans ce contexte, et contrairement aux méthodes locales, elles permettent d'examiner plusieurs régions de l'espace des paramètres pour tenter de comprendre l'incertitude paramétrique (Garambois, 2012). Les méthodes d'analyse de sensibilité généralisées (Generalized Sensitivity Analysis : GSA) ont été développées par Hornberger and Spear (1981) dans l'objectif de réduire le nombre de paramètres de calibration des modèles environnementaux. Cette approche est cohérente avec la transition observée actuellement vers des modèles complexes à l'exemple des modèles hydrologiques distribués. Cette méthode permet d'identifier les paramètres qui ont le plus fort impact sur la réponse simulée du modèle(Beven and Binley, 1992). L'analyse de sensibilité est donc un outil utile pour balayer avec précision l'espace des paramètres et identifier ceux qui contrôlent les performances du modèle (Garambois, 2012).

Sur la base de la méthode GSA, la méthode GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) permet d'estimer les incertitudes (Beven and Binley, 1992). La revue de la littérature disponible à ce sujet a montré que les valeurs de seuil sur les fonctions de vraisemblance et le choix de l'intervalle de variation de paramètres sont des facteurs importants qui ont une influence sur les résultats de la méthode GLUE (Yang et al., 2008; Yang, 2011).

5.4.2 Objectifs de l'analyse de sensibilité

Dans le cadre de nos travaux, l'objectif principal est de sélectionner les événements de calibration selon la méthodologie décrite dans Garambois et al. (2015a). Dans ce cadre, une l'analyse de sensibilité selon la méthode GSA (Hornberger and Spear, 1981), a été conduite sur le bassin versant du Gave de Pau pour les six événements sélectionnés (section 5.3.2). Toute la gamme de paramètres présentée dans le tableau 5.4 est explorée. De plus, les deux produits de précipitations (pluviomètres et Radar) ont été utilisés pour quatre événements (2011-2018).

Le bassin versant du Gave de Pau a été divisé en trois sous-bassins versants : le sous-bassin versant du Gave de Cauterets, le sous-bassin versant du Gave de Gavarnie et le bassin versant du Gave de Pau jusqu'au pont de Tilhos (916 km^2). Les variabilités physiographiques marquées au sein du bassin versant du Gave de Pau ont motivé ce découpage. L'objectif est de vérifier s'il est possible de trouver un jeu de paramètre pouvant fournir des bons résultats pour l'ensemble du bassin versant. Le but de l'analyse de sensibilité est de préparer la calibration finale et la validation des paramètres du modèle et d'identifier le produit de précipitations le plus approprié à notre terrain d'étude.

5.4.3 Méthode d'analyse de sensibilité : GSA

La méthode GSA a été conduite dans notre cas selon la méthode proposée par Hornberger and Spear (1981). Cette dernière est employée à partir d'un échantillonnage de tout l'espace des paramètres pour permettre la confrontation des prévisions du modèle aux observations de terrain à l'aide d'une fonction coût (Beven and Binley, 1992). Pour chaque événement de crue, et chaque produit de précipitations, l'analyse de sensibilité a été réalisée sur la base de 5000 échantillons Monte Carlo. Le modèle MARINE est ensuite exécuté avec les 5000 jeux de paramètres générés. Les résultats du modèle sont ensuite pondérés et classés sur une échelle de performance en fonction de leur comportement jugé correct (B) ou non correct ($\overline{B}$) (behavioural ou non-behavioural). Le seuil de différenciation entre ces deux classes est une valeur choisie à partir de la mesure de probabilité. La méthode GSAest appliquée à des jeux de paramètres et non aux paramètres individuellement de telle sorte à prendre en compte les interactions entre eux (Garambois, 2012). La fonction coût et le seuil sont déterminés subjectivement par le modélisateur comme proposé par Freer et al. (1996) (Garambois et al., 2015a).

La séparation entre les distributions marginales cumulées a priori et a posteriori est ensuite utilisée comme mesure de sensibilité (Hornberger and Spear, 1981). Soit x_k un élément du vecteur x de paramètres du modèle et une définition de probabilité définie a priori (*i.e.* avant les simulations Monte Carlo). Les résultats des calculs Monte Carlo sur les intervalles de variation choisis pour les différents paramètres, permettent de tracer les distributions a posteriori B et $\overline{B}$ qui se réfèrent aux densités de probabilité $f_n(x^k/B)$ et $f_m(x^k/\overline{B})$. Les deux distributions f_n et f_m sont comparées (Fig. 5.7) indépendamment pour tous les paramètres. Le test de Kolmogorov-Smirnov (distance $d_{m,n}$) évalue l'importance de chaque paramètre :

$$d_{m,n} \; = \; Sup_x|f_m(x) - f_n(x)| \tag{5.7}$$

Une séparation importante entre les deux distributions témoigne de l'importance du paramètre x_k pour simuler le comportement recherché (Fig. 5.7). Le contraire n'est pas forcément vrai. En effet, les distributions pour un paramètre peuvent ne présenter aucune séparation alors que le paramètre peut être déterminant pour le modèle à cause des corrélations qu'il possède avec d'autres paramètres. Il est donc nécessaire, mais pas suffisant, que les paramètres soient sensibles pour être identifiables. En outre, la taille de l'échantillon et la variabilité de l'échantillonnage doivent être systématiquement augmentée pour assurer la convergence et la robustesse de l'intervalle de confiance (Garambois et al., 2015a).

Sur la base de la méthode Monte Carlo et le classement des simulations sur une échelle de performance, l'estimation de l'incertitude est conduite avec la méthode GLUE (Beven and Binley, 1992). Cette dernière

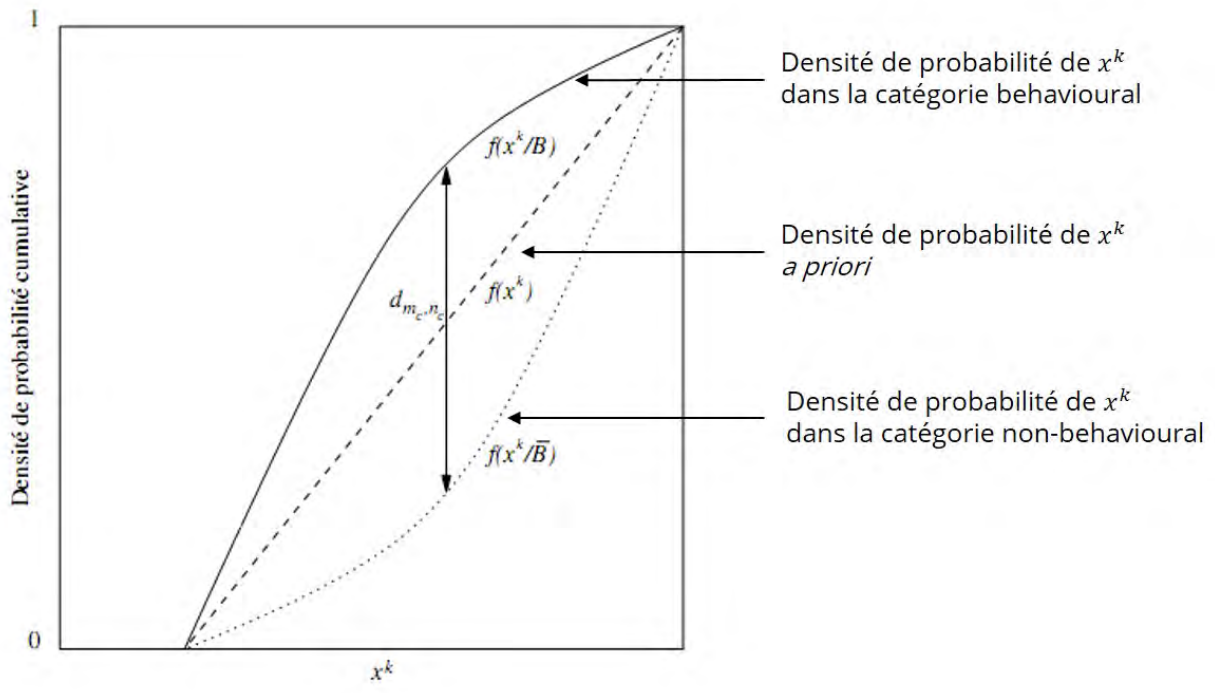


FIGURE 5.7 – Principe de l'analyse de sensibilité (Hornberger and Spear, 1981) et statistique du test de Kolmogorov-Smirnov bilatéral $d_{m,n}$ (modifié d'après Roux (2004))

prend en considération toutes les sources d'incertitudes pouvant affecter les sorties du modèle. Ce calcul dépend de la fonction coût choisie (section 5.4.4). Un ré-échantillonnage est effectué sur les valeurs du critère de performance des simulations au comportement correct de manière à ce que leur somme soit égale à 1. La valeur de performance ré-échantillonnée correspondant à un jeu de paramètres est appliquée aux sorties du modèle, également fournies par ce même jeu de paramètres (Garambois, 2012). Il en résulte une distribution cumulative des variables de sortie à partir de laquelle il est possible de calculer l'incertitude sur les sorties du modèle (*i.e.* attribution d'un pourcentage) (Freer et al., 1996).

5.4.4 Fonction coût et valeur seuil

La première étape considérée dans le cadre d'une analyse de sensibilité d'un modèle hydrologique consiste à définir une méthode permettant d'évaluer la capacité du modèle à reproduire le comportement observé sur le terrain. En hydrologie, plusieurs critères d'évaluation pour la détermination de différentes combinaisons de paramètres existent. Dans cette étude, nous considérons les fonctions coût $Nash$ et L_{NP}, présentées dans Roux et al. (2011). Le premier critère consiste en une approche classique des moindres carrés normalisés et le second prend en considération en plus de la première approche, les caractéristiques des débits de pointe (débit maximum et date du pic) (Lee and Singh, 1998) :

$$L_{NP} = \frac{1}{3}Nash + \frac{1}{3}\left(1 - \frac{|Q_s^p - Q_o^p|}{Q_o^p}\right) + \frac{1}{3}\left(1 - \frac{|T_s^p - T_o^p|}{T_o^c}\right) \tag{5.8}$$

avec Q_s^p et Q_o^p sont respectivement les débits de pointe simulés et observés, T_s^p et T_o^p sont respectivement les dates du pic simulés et observés, et T_o^c est le temps de concentration du bassin versant, avec :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N_{obs}} (Q_s^t - Q_o^t)^2}{\sum_{i=1}^{N_{obs}} (Q_o^t - \overline{Q_o})^2} \tag{5.9}$$

où N_{obs} correspond au nombre de données d'observation et Q_s et Q_o sont respectivement les débits simulés et observés. Le temps de concentration du bassin versant est déterminé grâce à la formule de Bransby :

$$T_o^c = \frac{21.3L}{A^{0.1}S^{0.2}} \tag{5.10}$$

avec L la longueur du cours d'eau (m), A la surface drainée (m^2) et S la pente du profil en long (m/m).

Les données de débit étaient disponibles au pas de temps horaire. Comparé au critère de $Nash$ (Eq. 5.9), la fonction coût L_{NP} (Eq. 5.8) accorde plus d'importance au pic de débit et à la date du pic. Ceci la rend adaptée à la modélisation d'épisodes de crues éclair.

Le critère de $Nash$ a été retenu pour l'analyse de sensibilité. En effet, ce dernier présente l'avantage de fournir une vision globale de la conformité du comportement de l'hydrogramme simulé par rapport aux observations. Les deux critères ($Nash$ et L_{NP}) ont été considérés pour les étapes de calibration et de validation du modèle afin de bien prendre en considération le pic de débit. Les calculs de coût ont été effectués pour tous les événements sélectionnés et sur chaque sous bassin versant.

Pour chaque événement de crue et donnée de précipitations, les intervalles de confiance et les fonctions de distribution a posteriori ont été calculées avec la méthode GSA. Le seuil de séparation des simulations behavioural et non-behavioural a été défini de telle sorte que les 5% meilleures simulations soient retenues. Au final pour chaque événement et chaque sous bassin versant, 250 simulations ont été considérées comme correctes. La valeur de seuil obtenue, permet déjà d'évaluer la performance du modèle pour la simulation d'un événement donné. En effet, plus celui-ci est haut, plus il indique que le modèle arrive globalement à bien simuler l'événement en question, plus il est bas moins le modèle a réussi à reproduire la dynamique de l'événement considéré.

5.4.5 Analyse événementielle

La méthode d'analyse de sensibilité globale GSA basée sur un échantillon aléatoire de 5000 jeux de paramètres a été appliquée pour chaque événement de crue et chaque sous-bassin versant : Gave de Cauterets, Gave de Gavarnie et Gave de Pau (Pont de Tilhos, à l'aval immédiat du Lac des Gaves). L'objectif était d'identifier si des comportements spécifiques à chacun pouvaient être détectés, dans le but de trouver un jeu de paramètres pouvant couvrir l'ensemble du bassin versant du Gave de Pau. Ces calculs ont été effectués pour tous les événements considérés et pour les différents produits de précipitations disponibles. Les intervalles de variation choisis pour chaque paramètre sont présentés dans la Table 5.4. Les intervalles de variation des paramètres ont été choisis avec l'intention d'explorer de larges gammes de comportement du modèle (Garambois et al., 2015a).

Un code couleur a été attribué aux meilleures simulations (Table 5.5) afin de mieux visualiser la performance du modèle pour arriver à sa calibration événementielle sur les trois sous-bassins versants et pour évaluer la pertinence des deux produits de précipitations (Table 5.6). La couleur vert foncée est attribuée aux simulations pour lesquelles les valeurs du critère Nash sont supérieures à 0.8. La couleur orange correspond aux simulations les moins performantes, pour lesquelles les valeurs du critère de performance sont inférieures à 0.5. Enfin, la couleur rouge est attribuée aux événements non simulés lorsque les données n'étaient pas disponibles.

TABLE 5.4 – Description des paramètres et des intervalles de variation pour l'analyse Monte-Carlo

Paramètre	Description	Min	Max
C_K	Coefficient de correction de la conductivité hydraulique (-)	0.1	10
C_Z	Coefficient de correction de l'épaisseur du sol (-)	0.1	10
C_{KSSs}	Coefficient de correction de la transmissivité latérale du sol (-)	500	10 000
K_{D1}	Coefficient de rugosité de Strickler du cours d'eau principal ($m^{1/3}s^{-1}$)	1	30
K_{D2}	Coefficient de rugosité de Strickler de la plaine inondable ($m^{1/3}s^{-1}$)	1	30

TABLE 5.5 – Intervalles de performance et code couleur correspondant (d'après Garambois et al. (2015a))

Conditions pour les critères de performance (Nash, LNP)	> 0.80	> 0.70	> 0.65	> 0.50	< 0.50
Code couleur correspondant					

Au total, 25 analyses de sensibilité ont été conduites (6 événements, 3 sous-bassins versants et 2 produits de précipitations).

TABLE 5.6 – Performance des meilleures simulations issues de l'analyse de sensibilité pour chaque événement, chaque sous-bassin versant et chaque produit de précipitations. Les cases en rouge représentent les simulations pour lesquelles les données n'étaient pas disponibles

Bassin versant	Gave de Cauterets	Gave de Gavarnie	Gave de Pau	Gave de Cauterets	Gave de Gavarnie	Gave de Pau
Données de précipitations	Pluviomètres au sol			Radar		
05/11/1997						
28/10/2005						
02/11/2011						
18/10/2012						
13/06/2013						
08/06/2018						

5.4.5.1 Analyse de sensibilité par sous-bassin versant

Au total, 6 événements fournissent des résultats très satisfaisants (Nash > 0.8), 4 événements semblent satisfaisants (0.7 < Nash < 0.8), 3 événements donnent des résultats corrects (0.65 < Nash < 0.7), 2 événements aboutissent à des résultats moyens (0.5 < Nash < 0.65) et enfin, 10 événements fournissent de mauvais résultats (Nash < 0.5).

Les meilleurs résultats semblent être obtenus pour les événements de 2012 et 2013. Ceci semble peu surprenant (et en cohérence avec MARINE qui a été développé à l'origine pour la simulation d'événements extrêmes) car il s'agit des événements aux débits spécifiques les plus élevés. Il reste toutefois difficile d'analyser le comportement du Gave de Cauterets sur ces deux événements. En effet, l'événement de

2012 était incomplet sur la station de la Raillère qui est tombée en panne avant l'arrivée du pic de débit. Concernant l'événement de 2013, les fournisseurs des données nous ont témoigné que l'hydrogramme fourni correspondait à une reconstitution manuelle étant donné que la station hydrométrique a été arrachée au cours de l'événement. Ceci explique donc d'une part les mauvais résultats obtenus sur cette station pour l'événement de 2013 et la difficulté de mesure sur ce type de cours d'eau.

Le Gave de Pau présente globalement des résultats satisfaisants excepté pour l'événement de 2011. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'il s'agit de l'événement pour lequel le débit spécifique le moins élevé a été enregistré ($Q_{sp} = 0.21\ m^3 s^{-1} km^{-2}$).

Sur le Gave de Gavarnie les résultats obtenus pour les événements de 2005 et de 2011 sont médiocres alors qu'ils sont globalement satisfaisants pour le reste des simulations. Le cours d'eau semble avoir très peu réagi à l'événement de 2005 ($Q_{sp} = 0.11\ m^3 s^{-1} km^{-2}$) contrairement au Gave de Cauterets qui a enregistré son débit le plus élevé. L'événement de 2011 présente également un débit spécifique moins élevé par rapport aux autres événements ($Q_{sp} = 0.31\ m^3 s^{-1} km^{-2}$). Sur ce bassin versant, le modèle semble correctement réagir pour des événements d'amplitude importante. Il est tout de même nécessaire de noter que la station Gavarnie - Pont de Pescadère fournissant les données hydrométriques d'observation que l'on confronte aux hydrogrammes simulés pour évaluer la performance du modèle, se situe sur un tronçon court-circuité. La restitution de la totalité des débits se fait un peu plus en aval au niveau de la station du Pont de la Reine, sur laquelle les données de débit n'étaient disponibles qu'au pas de temps journalier. Toutefois, à partir d'un certain débit (non communiqué) toutes les stations du Gave de Gavarnie deviennent transparentes et on estime alors que le débit transitant à station Pescadère est équivalent au débit total restitué du Gave de Gavarnie. Cette information est précieuse. En effet, elle indique que les jeux de paramètres représentant le comportement du Gave de Gavarnie, doivent être tirés des résultats des événements les plus importants (1997, 2012, 2013).

Il s'avère particulièrement compliqué de représenter le comportement du Gave de Cauterets au vu du faible nombre de simulations correctes (1997 et 2005). Les pannes répétées pour les événements les plus extrêmes au niveau de la station d'observation de ce cours d'eau compliquent l'analyse de son comportement et le choix d'un jeu de données représentatif de la réalité du terrain. A l'image des deux autres sous-bassins versants, le Gave de Cauterets présente des résultats médiocres pour l'événement de 2011. Ce résultat peut être expliqué par le faible débit spécifique enregistré au moment de l'événement ($Q_{sp} = 0.44\ m^3 s^{-1} km^{-2}$). Il en est de même pour l'événement de 2018 qui présente des caractéristiques complexes illustrées par deux pics de débit rapprochés mais également une très faible réaction du Gave de Cauterets à l'opposé du Gave de Pau. Le débit spécifique enregistré est encore plus faible que celui de 2011 ce qui peut encore une fois, expliquer les mauvais résultats.

5.4.5.2 Comparaison des résultats pour les deux produits de précipitations

Sur les 20 simulations où les deux produits de précipitations étaient disponibles (2011-2018), les résultats de performance tendent à montrer que les données issues des pluviomètres au sol fournissent de meilleurs résultats que les lames d'eau Radar. Les simulations effectuées avec les données Radar sont satisfaisantes pour 3 simulations (Nash > 0.7), correctes pour 1 événement (0.65 < Nash < 0.7), moyenne pour 1 événement (0.5 < Nash < 0.65) et médiocres pour 2 événements. Les simulations effectuées avec les données des pluviomètres au sol sont très satisfaisantes pour 5 événements (Nash > 0.8) et médiocres pour 2 événements (Nash < 0.5). Nous pouvons donc penser que les effets orographiques marqués sur le bassin versant du Gave de Pau, détériorent la qualité des lames d'eau Radar. La représentation de la variabilité spatiale offerte par les données Radar ne parvient donc pas à dépasser la précision des pluviomètres au sol.

Les résultats ne sont toutefois pas pessimistes pour les lames d'eau Radar que nous avons décidé de conserver pour l'étape de calibration du modèle.

Afin de présenter des exemples de résultats graphiques de l'analyse de sensibilité et de leur variabilité en

fonction du produit de précipitations utilisé, les meilleurs résultats obtenus pour les trois événements les plus importants ayant eu lieu sur le bassin versant du Gave de Pau ($Q_{sp} > 0.35\ m^3 s^{-1} km^{-2}$) sont présentés dans la figure 5.8 pour les simulations effectuées avec les données issues des pluviomètres au sol et dans la figure 5.9 pour les simulations conduites avec les lames d'eau Radar.

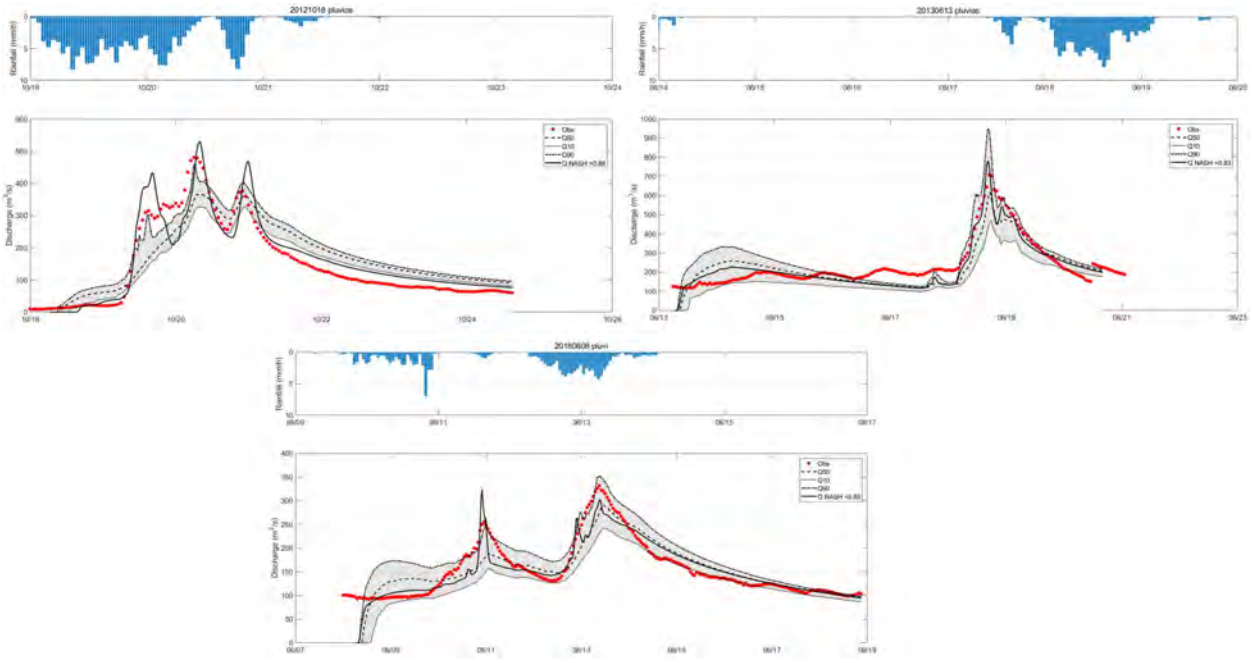


FIGURE 5.8 – Débit observé (points rouges), meilleures simulations (Q NASH) et intervalle d'incertitude issu de la méthode GLUE (quantiles 10-90%) sur le Gave de Pau station Pont de Tilhos. Événements simulés avec des données de pluviomètres au sol

5.4.5.3 Sources d'incertitudes

Les sources d'incertitudes que peut présenter une modélisation événementielle proviennent probablement (Garambois et al., 2015b) :

1. d'une sous ou surestimation des précipitations ;
2. d'erreurs importantes sur l'estimation des débits aux stations hydrométriques ;
3. de la structure du modèle et de la compensation paramétrique (détérioration/perte du substratum rocheux, évapotranspiration et fonte nivale non prises en compte) ;
4. des estimations de l'humidité initiale des sols.

Les sources d'incertitude 2-4 peuvent être considérées, en première approximation, comme constantes pour un même événement. Les comparaisons entre résultats issus de différents produits de précipitations est donc possible. L'erreur en lien avec l'initialisation n'est pas prise en compte puisque, dans le modèle MARINE, la saturation du sol est fixée par l'humidité de la zone racinaire, simulée grâce au modèle de bilan hydrique SIM (Habets et al., 2008) au début de chaque événement de crue. L'humidité initiale des 6 événements simulés est d'environ 52% en moyenne avec un faible écart type de 6.4%, son impact sur la sensibilité du modèle MARINE est considéré limité.

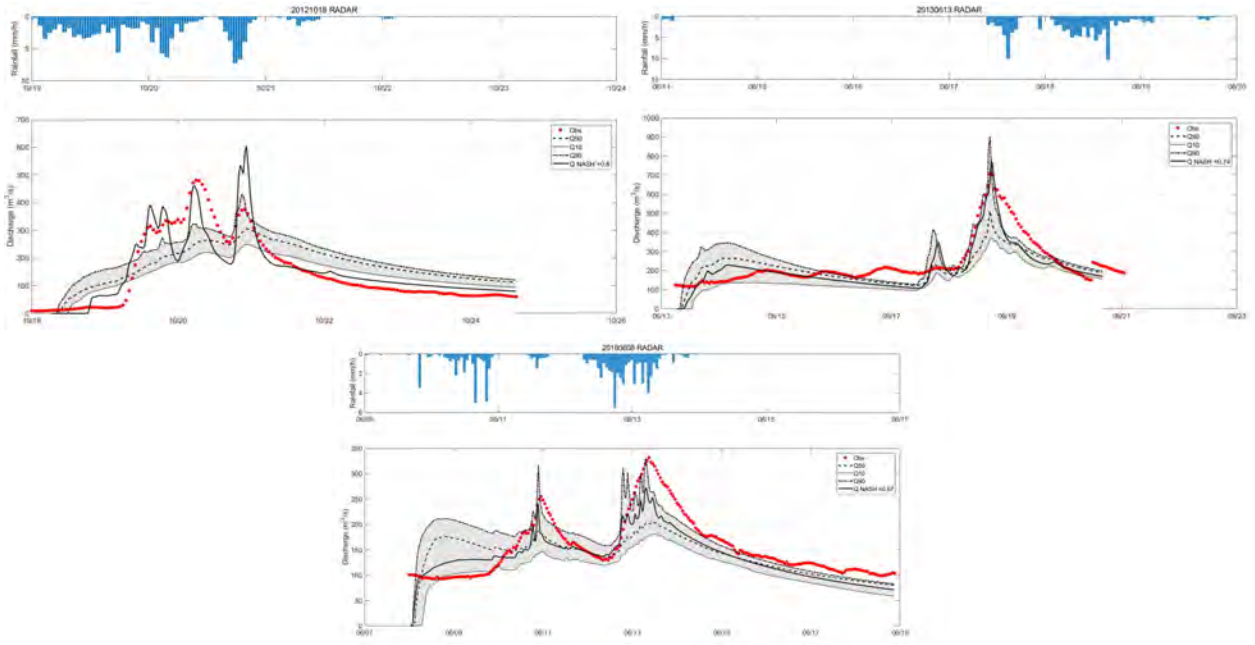


FIGURE 5.9 – Débit observé (points rouges), meilleures simulations (Q NASH) et intervalle d'incertitude issu de la méthode GLUE (quantiles 10-90%) sur le Gave de Pau station Pont de Tilhos. Événements simulés avec des lames d'eau Radar

5.4.6 Sensibilité du bassin versant du Gave de Pau aux paramètres d'analyse

La sensibilité du modèle développé sur le bassin versant du Gave de Pau aux paramètres d'analyse a été testée sur 5000 simulations pour tous les événements retenus. Les paramètres considérés, les intervalles d'échantillonnage ainsi que les valeurs de $d_{m,n}$ (*i.e.* la séparation entre les fonction de répartition des simulations au comportement jugé correct et non correct) sont présentés dans la Table 5.7 pour le Gave de Cauterets, la Table 5.8 pour le Gave de Gavarnie et la Table 5.9 pour l'ensemble du bassin versant du Gave de Pau.

TABLE 5.7 – Distances $d_{m,n}$ entre les distributions B et $\overline{B}$ a posteriori issues du test de Kolmogorov-Smirnov pour chaque paramètre de sensibilité sur le sous-bassin versant du Gave de Cauterets. Le dégradé de couleur indique le classement de chaque variable par événement : la couleur la plus claire désigne l'importance la plus élevée et la plus foncée la moins élevée

Paramètre	Intervalle d'échantillonnage	$d_{m,n}$ 05/11/1997	$d_{m,n}$ 28/10/2005	$d_{m,n}$ 02/11/2011$_P$	$d_{m,n}$ 02/11/2011$_R$	$d_{m,n}$ 13/06/2013$_P$	$d_{m,n}$ 13/06/2013$_R$	$d_{m,n}$ 08/06/2018$_P$	$d_{m,n}$ 08/06/2018$_P$
C_Z	0.1 – 10	0.59	0.70	0.57	0.43	0.35	0.34	0.59	0.61
C_K	0.1 – 10	0.15	0.17	0.08	0.13	0.11	0.07	0.07	0.05
C_{KSS}	500 – 10000	0.59	0.62	0.80	0.52	0.27	0.45	0.43	0.15
K_{D1}	1 – 30	0.11	0.08	0.06	0.05	0.23	0.08	0.09	0.12
K_{D2}	1 – 30	0.05	0.07	0.06	0.10	0.07	0.05	0.05	0.08

TABLE 5.8 – Distances $d_{m,n}$ entre les distributions B et $\overline{B}$ a posteriori issues du test de Kolmogorov-Smirnov pour chaque paramètre de sensibilité sur le sous-bassin versant du Gave de Gavarnie

Paramètre	Intervalle d'échantillonnage	$d_{m,n}$ 05/11/1997	$d_{m,n}$ 28/10/2005	$d_{m,n}$ 02/11/2011$_p$	$d_{m,n}$ 02/11/2011$_R$	$d_{m,n}$ 18/10/2012$_p$	$d_{m,n}$ 18/10/2012$_R$	$d_{m,n}$ 13/06/2013$_p$	$d_{m,n}$ 13/06/2013$_R$
C_Z	0.1 – 10	0.23	0.33	0.37	0.61	0.72	0.76	0.80	0.71
C_K	0.1 – 10	0.28	0.81	0.52	0.17	0.09	0.10	0.08	0.23
C_{KSS}	500 – 10000	0.51	0.10	0.34	0.48	0.26	0.19	0.73	0.73
K_{D1}	1 – 30	0.10	0.14	0.19	0.13	0.06	0.10	0.05	0.16
K_{D2}	1 – 30	0.11	0.06	0.08	0.05	0.06	0.05	0.10	0.07

TABLE 5.9 – Distances $d_{m,n}$ entre les distributions B et $\overline{B}$ a posteriori issues du test de Kolmogorov-Smirnov pour chaque paramètre de sensibilité sur le bassin versant du Gave de Pau

Paramètre	Intervalle d'échantillonnage	$d_{m,n}$ 28/10/2005	$d_{m,n}$ 02/11/2011$_p$	$d_{m,n}$ 02/11/2011$_R$	$d_{m,n}$ 18/10/2012$_p$	$d_{m,n}$ 18/10/2012$_R$	$d_{m,n}$ 13/06/2013$_p$	$d_{m,n}$ 13/06/2013$_R$	$d_{m,n}$ 08/06/2018$_p$	$d_{m,n}$ 08/06/2018$_p$
C_Z	0.1 – 10	0.54	0.49	0.72	0.62	0.66	0.69	0.74	0.69	0.59
C_K	0.1 – 10	0.60	0.11	0.06	0.53	0.25	0.10	0.13	0.05	0.13
C_{KSS}	500 – 10000	0.18	0.57	0.18	0.35	0.19	0.71	0.71	0.10	0.35
K_{D1}	1 – 30	0.12	0.32	0.06	0.17	0.06	0.08	0.06	0.18	0.06
K_{D2}	1 – 30	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.10	0.08	0.11	0.06

Le calcul du $d_{m,n}$ à l'aide de la méthode de Kolmogorov-Smirnov permet de déterminer, pour chaque sous-bassin versant, les paramètres les plus sensibles auxquels une attention particulière doit être accordée. La Table 5.10 montre le rang moyen des paramètres d'analyse et, par conséquent, la sensibilité du modèle à ce composant. Il apparaît que le paramètre C_Z représentant la constante multiplicative de la profondeur de sol est le plus sensible en moyenne, suivi du paramètre C_{KSS} représentant la transmissivité latérale du sol et enfin de C_K. La sensibilité des paramètres K_{D1} (rugosité du lit) et K_{D2} (rugosité des plaines inondables) est beaucoup plus faible sur l'ensemble du bassin versant.

La comparaison de ces résultats avec ceux des bassins versants des Pyrénées Orientales (Garambois et al., 2015a), indiquent que les sensibilités sont similaires pour les coefficients C_Z et C_K mais le bassin versant du Gave de Pau semble beaucoup moins sensible à la rugosité et plus au C_{KSS}. Ceci peut être traduit par moins d'écoulement de surface et plus d'écoulement de subsurface représenté par le modèle par rapport aux bassins versants méditerranéens précédemment étudiés. Ce n'est pas forcément un résultat attendu pour un bassin versant de haute montagne et cela peut indiquer que le modèle essaye de compenser l'influence d'un paramètre non représenté tel que la neige.

Les figures (Fig. 5.10 et 5.11) représentant les fonctions de répartition a postériori permettent de valider ces informations. Ces graphiques ont été utilisés dans le cadre de l'étude de Garambois et al. (2015a) sur les Pyrénées Orientales, pour sélectionner les événements de calibration en choisissant les événements qui semblent avoir un comportement moyen similaire *i.e.* une fonction de répartition similaire pour les paramètres les plus sensibles.

TABLE 5.10 – Classement moyen des paramètres d'analyse en fonction du $d_{m,n}$ calculé pour chaque paramètre et chaque événement. Le rang moyen est obtenu par le calcul de la moyenne du rang de chaque paramètre pour tous les bassins versants

Bassin versant	C_Z	C_K	C_{KSS}	K_{D1}	K_{D2}
Gave de Cauterets	1	3	2	3	4
Gave de Gavarnie	1	3	2	4	5
Gave de Pau	1	3	2	4	5
Rang moyen	1	3	2	3.7	4.7

Dans notre cas, l'analyse a été plus compliquée. En effet, nous ne retrouvons pas ce type de configuration pour ce bassin versant. Si l'on compare par exemple les événements de 1997, 2005 et 2018 sur le Gave de Cauterets, les fonctions de répartition sont semblables pour C_Z. Ce n'est toutefois pas le cas pour le Gave de Gavarnie, ni pour le coefficient C_{KSS}. C'est donc ce genre de disparités qui explique la difficulté du calage sur ce bassin versant.

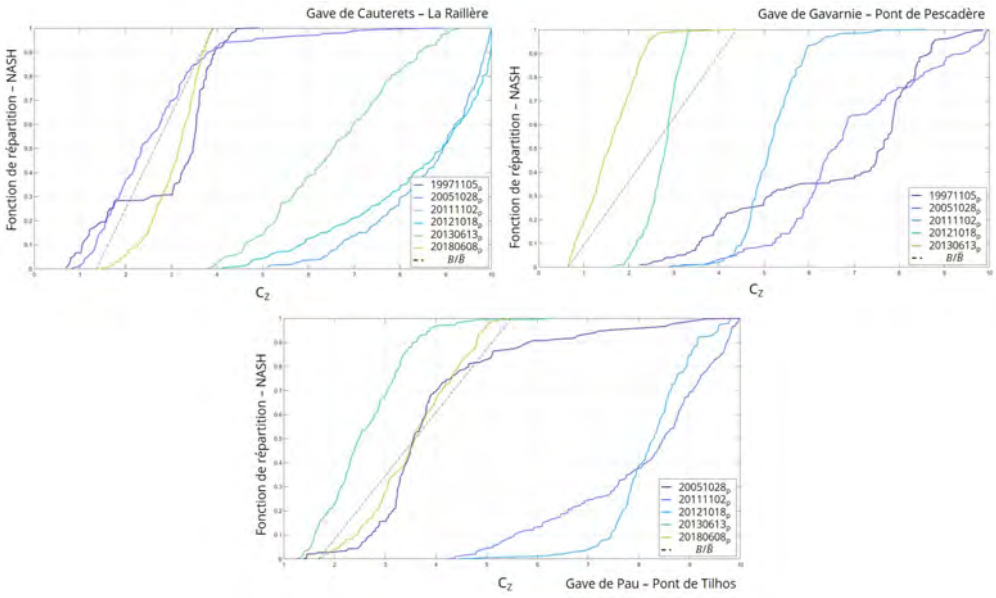


FIGURE 5.10 – Fonctions de répartition a posteriori du paramètre C_Z sur les trois sous-bassins versants pour les événements simulés avec les données des pluviomètres au sol

En somme, nous pouvons considérer que le modèle MARINE développé sur le bassin versant du Gave de Pau évalué avec le critère de $Nash$ est principalement sensible aux paramètres C_Z et C_{KSS}, représentant la capacité de stockage du bassin versant et la transmissivité latérale. Ceci indique que le modèle développé est sensible à la production de ruissellement et aux écoulements de subsurface.

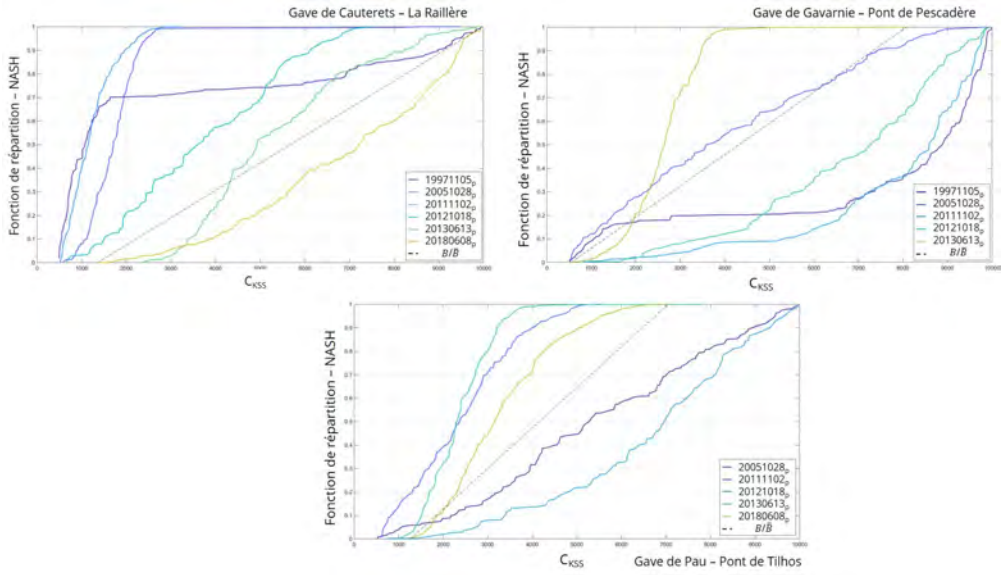


FIGURE 5.11 – Fonctions de répartition a posteriori du paramètre C_{KSS} sur les trois sous-bassins versants pour les événements simulés avec les données des pluviomètres au sol

5.4.7 Un jeu de paramètres pour tout le bassin versant ?

L'objectif de l'analyse de sensibilité était de réussir à trouver une plage de variation des paramètres commune aux trois sous-bassins versants, afin de pouvoir les calibrer à terme, avec un jeu commun. Pour comprendre le comportement des paramètres d'analyse sur chaque sous-bassin versant et pour tous les événements, des boxplots ont été tracées (Fig. 5.12) pour illustrer la répartition de leurs valeurs pour les 250 simulations jugées correctes. Ces dernières ont été représentées pour chaque événement simulé et pour les trois sous-bassins versants.

La représentation graphique des paramètres obtenus pour les 250 meilleures simulations avait pour objectif de permettre la détection d'une tendance amenant au raffinement de l'intervalle de variation pour l'étape de calibration. A ce stade, nous ne sommes malheureusement pas en mesure d'identifier une tendance marquée d'un sous-bassin versant à un autre et d'un événement à un autre. Ceci nous a amenés à conserver le même intervalle de variation pour l'étape de calibration et de validation du modèle.

5.4.8 Discussion sur la performance de la modélisation

L'étape primordiale de l'analyse de sensibilité nous a permis d'identifier les paramètres les plus sensibles pour comprendre comment le modèle représente le comportement du bassin versant et enfin d'évaluer la performance globale du modèle.

L'analyse de sensibilité généralisée a été conduite sur chaque sous-bassin versant pour les différents événements considérés. Contrairement aux bassins versants des Pyrénées orientales (Garambois et al., 2015a), le modèle MARINE a rencontré plus de difficultés à fournir des résultats corrects quant à la reproduction des événements du bassin versant du Gave de Pau. Ceci est illustré par les valeurs de seuils (Table 5.11) qui restent très faibles (Nash = 0.1 en moyenne) comparées aux valeurs adoptées sur les bassins versants méditerranéens (Nash, LNP > 0.7) (Garambois, 2012).

Les résultats obtenus présentent néanmoins des valeurs de seuil correctes pour les deux événements de printemps considérés sur le Gave de Pau ($Seuil_{2013} = 0.56$ et $Seuil_{2018} = 0.70$). L'événement possédant le seuil le plus élevé pour les gaves de Gavarnie et de Pau est celui d'octobre 2012, caractéristique d'un

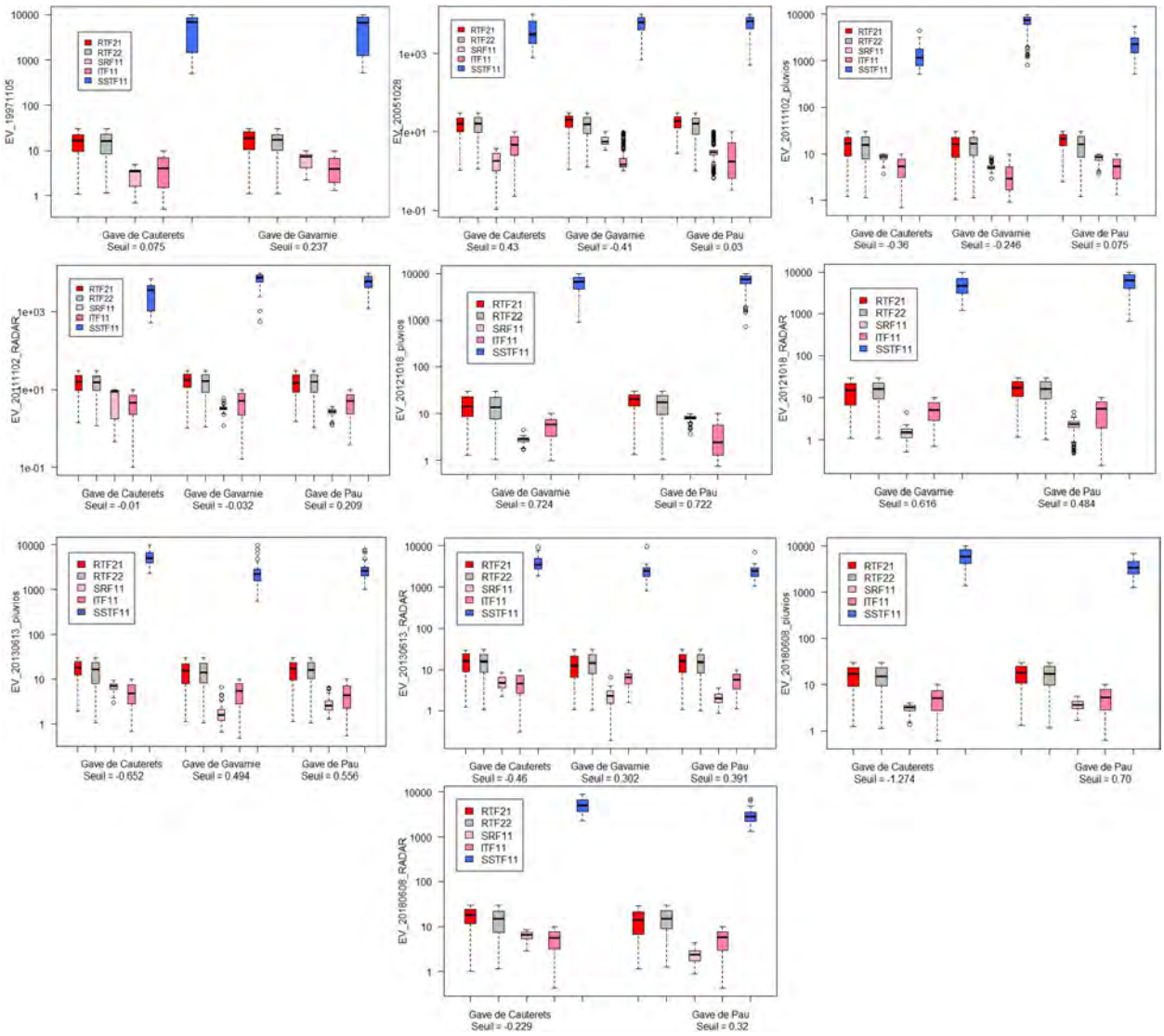


FIGURE 5.12 – Variation des paramètres de calibration et de validation en fonction des différents événement et des différentes stations. RTF21 désigne le paramètre K_{D1}, RTF22 le paramètre K_{D2}, SRF11 le paramètre C_Z, ITF11 le paramètre C_K et SSTF11 le paramètre C_{KSS}

TABLE 5.11 – Seuils obtenus pour la séparation des simulations behavioural et non behavioural (les cases en rouge représentent les événements pour lesquels les données n'étaient pas disponibles)

Bassin versant	Ev_19971105	Ev_20051028	Ev_20111102 pluvios	Ev_20111102 Radar	Ev_20121018 pluvios	Ev_20121018 Radar	Ev_20130613 Pluvios	Ev_20130613 Radar	Ev_20180608 pluvios	Ev_20180608 Radar
Gave de Cauterets	0.08	0.43	-0.36	-0.01			-0.65	-0.46	-1.27	-0.23
Gave de Gavarnie	0.24	-0.41	-0.25	-0.03	0.72	0.62	0.49	0.30		
Gave de Pau		0.03	0.08	0.21	0.72	0.48	0.56	0.39	0.70	0.32

Légende					
Conditions pour les critères de performance (Nash, LNP)	> 0.80	> 0.70	> 0.65	> 0.50	< 0.50
Code couleur correspondant					

orage d'automne, pouvant s'apparenter grossièrement à un événement de crue éclair observé sur les bassins méditerranéens. Cet événement semble donc en accord avec la formulation du modèle MARINE ce qui peut expliquer les bons résultats. Sur le Gave de Cauterets, très peu de simulations possèdent un seuil correct. Le seul événement qui semble présenter des résultats corrects est celui de 2005 ($Seuil_{2018} = 0.43$). Il s'agit de celui possédant le débit spécifique le plus important, ce qui peut expliquer la bonne performance du modèle. Les deux autres événements importants de 2012 et 2013 n'ont malheureusement pas pu être simulés correctement au vu du manque et de la qualité des données disponibles sur ce bassin versant. Enfin, le Gave de Cauterets semble avoir très peu réagi à l'événement de 2018, son débit était faible au cours de l'événement ($Q_{sp} = 0.32\ m^3 s^{-1} km^{-2}$) ce qui peut expliquer la faible performance du modèle.

D'un point de vue "modélisation", les résultats de performance du modèle sur le bassin versant du Gave de Pau sont peu satisfaisants. Le modèle rencontre des difficultés à atteindre des seuils corrects de séparation de simulations "behavioural" et "non behavioural". Les hypothèses derrière cette performance moyenne seront débattues dans la partie discussion et conclusion (section 5.6). Nous proposons de garder un intervalle de variation identique pour l'étape de calibration étant donné qu'il n'a pas été possible de dégager une tendance commune de comportement des variables d'analyse.

5.5 Calibration

5.5.1 Définition et objectifs

L'étape de calibration, pouvant également porter l'appellation d'optimisation, d'un modèle hydrologique a pour objectif d'approcher au plus près la réponse observée du bassin versant sur le terrain. La comparaison entre les sorties du modèle et les observations de terrain s'effectue généralement à l'aide d'une fonction coût qu'on appelle aussi objectif. Les choix de la fonction objectif et du jeu de données utilisées pour la calibration est une décision subjective du modélisateur qui influence les performances du modèle et la valeur des paramètres (Garambois, 2012). Il est alors question d'optimisation lorsqu'il est nécessaire de minimiser ou de maximiser la fonction coût choisie.

Cette étape a été conduite pour les 5 paramètres étudiés lors de l'analyse de sensibilité, à savoir la conductivité hydraulique à saturation K, la transmissivité latérale $T0$, l'épaisseur de sol Z et les deux coefficients de rugosité du lit mineur et du lit majeur. Les mêmes coefficients de correction ont donc été considérés. Selon le concept de l'équifinalité introduit par (Beven and Kirkby, 1979), il existe pour un modèle donné plusieurs jeux de paramètres acceptables. Le jeu de paramètres d'un événement unique n'est donc pas assez robuste pour la calibration d'événements différents (Garambois, 2012).

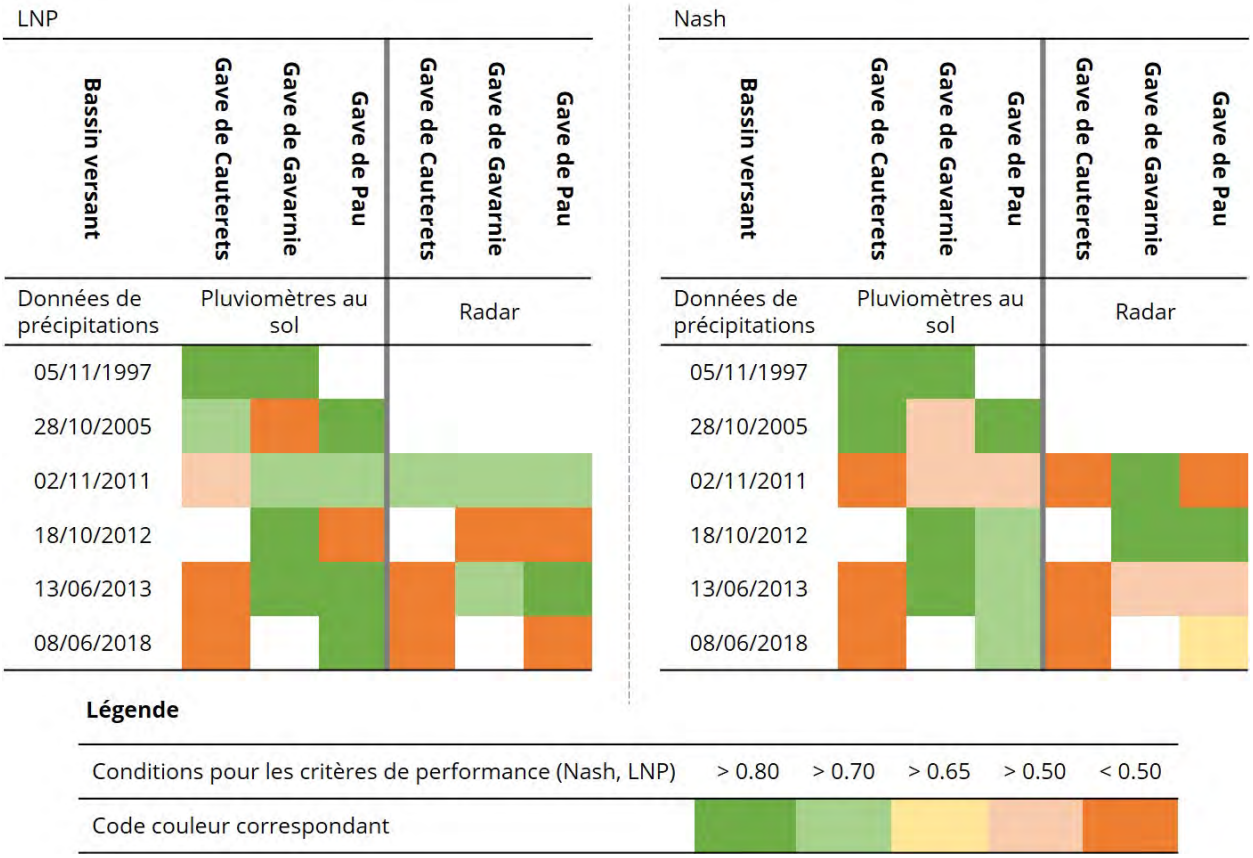
La calibration des modèles hydrologiques est une problématique complexe. Dans notre cas, nous utilisons une technique d'optimisation à travers les différents événements de crue considérés conjointement. Cette méthode se base sur la technique utilisant l'algorithme de minimisation M2QN1 (Lemaréchal and Panier, 2000) appartenant à la famille BFGS (Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno) considérant le critère Nash. Les paramètres et intervalles choisis pour la calibration sont identiques à ceux de l'analyse de sensibilité. La procédure de calibration est déclenchée à partir de plusieurs points de départ (dont le nombre est défini par l'utilisateur). Le premier jeu de paramètres de départ a été fixé à partir des résultats des meilleures simulations issues de l'analyse de sensibilité. Les jeux suivants sont tirés de manière aléatoire.

Dans le cadre de la calibration du bassin versant du Gave de Pau, nous introduisons le critère LNP (Eq. 5.8). Ce dernier considère le volume d'eau et la synchronisation au pic alors que le critère de Nash est moins efficace dans l'estimation du débit de pointe.

5.5.2 Calibration par bassin versant

Plusieurs tentatives de calibration ont été conduites à l'aide de l'algorithme d'optimisation présenté brièvement précédemment. Diverses combinaisons de paramètres sont testées sur les trois sous-bassins versants pour tous les événements. Les résultats de performance de l'optimisation sont présentés dans la Table 5.12. Ces derniers ont été hiérarchisés sur la base du même code couleur employé pour les résultats de l'analyse de sensibilité en ajoutant le critère LNP.

TABLE 5.12 – Performance des meilleures simulations issues de l'optimisation pour chaque événement, chaque sous-bassin versant et chaque produit de précipitations



En fonction du critère choisi (Nash, LNP), la performance estimée n'est pas identique pour tous les événements simulés. Au total, 8 simulations donnent des résultats très satisfaisants avec le critère LNP (LNP > 0.8) soit 32% et 9 avec le critère Nash soit 36% des simulations. 7 simulations semblent satisfaisantes si l'on considère le critère LNP (0.8 > LNP > 0.7) soit 28% et 3 avec le critère Nash autrement dit 12%. Toutefois, les résultats montrent que 9 (36%) et 7 (28%) simulations présentent des résultats non satisfaisants lorsqu'on considère les critères LNP et Nash respectivement (<0.5).

Sur les 20 simulations où les deux jeux de données de précipitations étaient disponibles, les résultats de performance tendent à montrer que les deux produits fournissent des résultats globalement comparables. Les simulations effectuées avec les données Radar présentent 5 simulations pour lesquelles le critère LNP est supérieur à 0.7 et 3 pour le critère Nash. Les données issues des pluviomètres au sol aboutissent à 6 simulations pour lesquelles le critère LNP est supérieur à 0.7 et 5 pour le Nash.

C'est pour les événements de 2012 et de 2013 que le critère LNP semble fournir les meilleurs résultats, qu'il s'agisse des données des pluviomètres au sol ou des données Radar. Toutefois pour ces épisodes de crue, le sous-bassin versant du Gave de Cauterets présente des résultats médiocres (LNP = 0.16 et 0.19

pour les simulations avec les données des pluviomètres et Radar respectivement) au vu des problématiques concernant les stations introduites dans la section 5.4.5.1. Ces deux événements sur le bassin versant du Gave de Cauterets sont donc exclus de l'étape de calibration.

Les graphiques des meilleures simulations sont présentés sur la figure 5.13 pour le Gave de Cauterets, la figure 5.14 pour le Gave de Gavarnie et enfin la figure 5.15 pour le Gave de Pau.

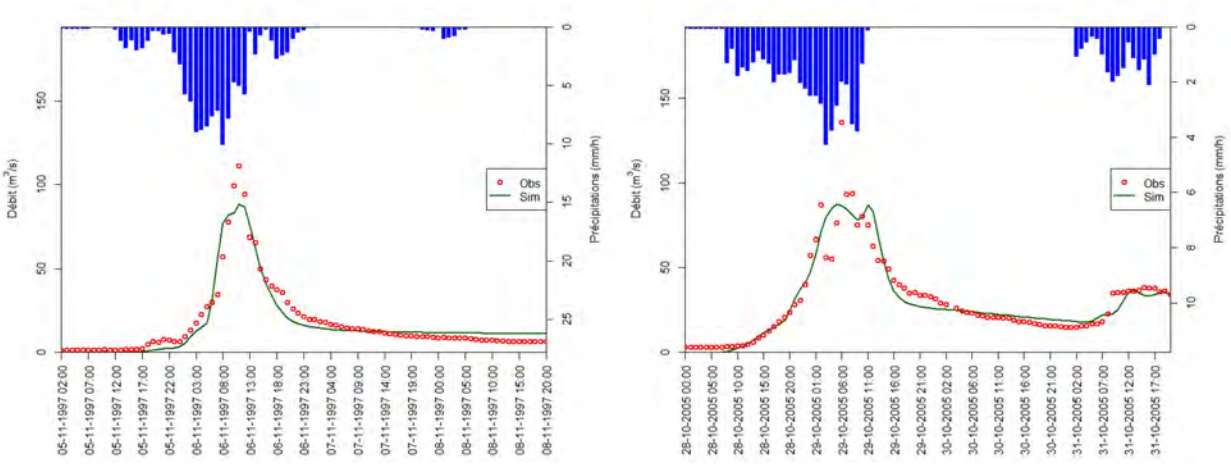


FIGURE 5.13 – Représentation des meilleures simulations issues de l'optimisation pour le Gave de Cauterets (événements de 1997 et 2005)

5.5.3 Jeux de paramètres

Les jeux de paramètres obtenus par les meilleures simulations de calibration sont présentés dans le tableau 5.13. Les résultats sont hétérogènes d'un bassin versant à un autre et d'un événement à un autre. Pour rappel, les deux paramètres les plus sensibles sont C_Z et C_{KSS}. Les valeurs de C_Z obtenues sont correctement incluses dans l'intervalle identifié avec le filtrage de Monte Carlo. Les valeurs de C_{KSS} semblent quant à elles se rapprocher souvent de la borne supérieure de l'intervalle fixé. Cela peut sous-entendre qu'il aurait fallu élargir l'intervalle d'inspection.

Pour le Gave de Cauterets, seuls les événements de 1997 (LNP = 0.91, Nash = 0.92) et de 2005 (LNP = 0.77, Nash = 0.87) peuvent être considérés pour comprendre le comportement simulé par le modèle. En effet, les résultats obtenus pour l'événement de 2011 ($LNP = 0.58_p/0.72_R$, $Nash = 0.04_p - 0.43_R$ les indices p et r sont en lien avec les données pluviométriques et Radar respectivement) restent moyens voire médiocres et les événements de 2012, 2013 et 2018 donnent de très mauvais résultats et présentent un manque de données d'observation. Les deux événements retenus, présentent des valeurs très différentes de C_Z ($C_{Z1997} = 4.54$ et $C_{Z2005} = 0.42$). Bien qu'il s'agisse de deux événements d'automne, nous ne pouvons visiblement pas tirer de conclusions quant à ce paramètre. Les résultats calibrés pour l'événement de 2011 ne permettent pas non plus de trancher étant donné que les valeurs de C_Z sont de 7.18 pour les simulations exécutées avec les données de pluviomètres et de 0.34 pour les simulations effectuées avec les données Radar. Il en est de même pour le coefficient C_{KSS} qui ne montre pas de tendance claire sur les simulations retenues. Nous remarquons que pour 3 simulations sur 6, la valeur de ce paramètre atteint la borne supérieure de l'intervalle fixé.

Le Gave de Gavarnie semble quant à lui nécessiter des valeurs élevées de C_Z pour les événements d'automne (hormis l'événement de 2012) et une tendance plus faible pour l'événement de printemps ayant eu lieu en 2013. Il en est de même pour le paramètre C_{KSS} qui semble élevé pour les événements de 1997, 2005 et 2011 et beaucoup moins élevé pour les événements de 2012 et 2013. Il s'agirait donc plutôt d'un

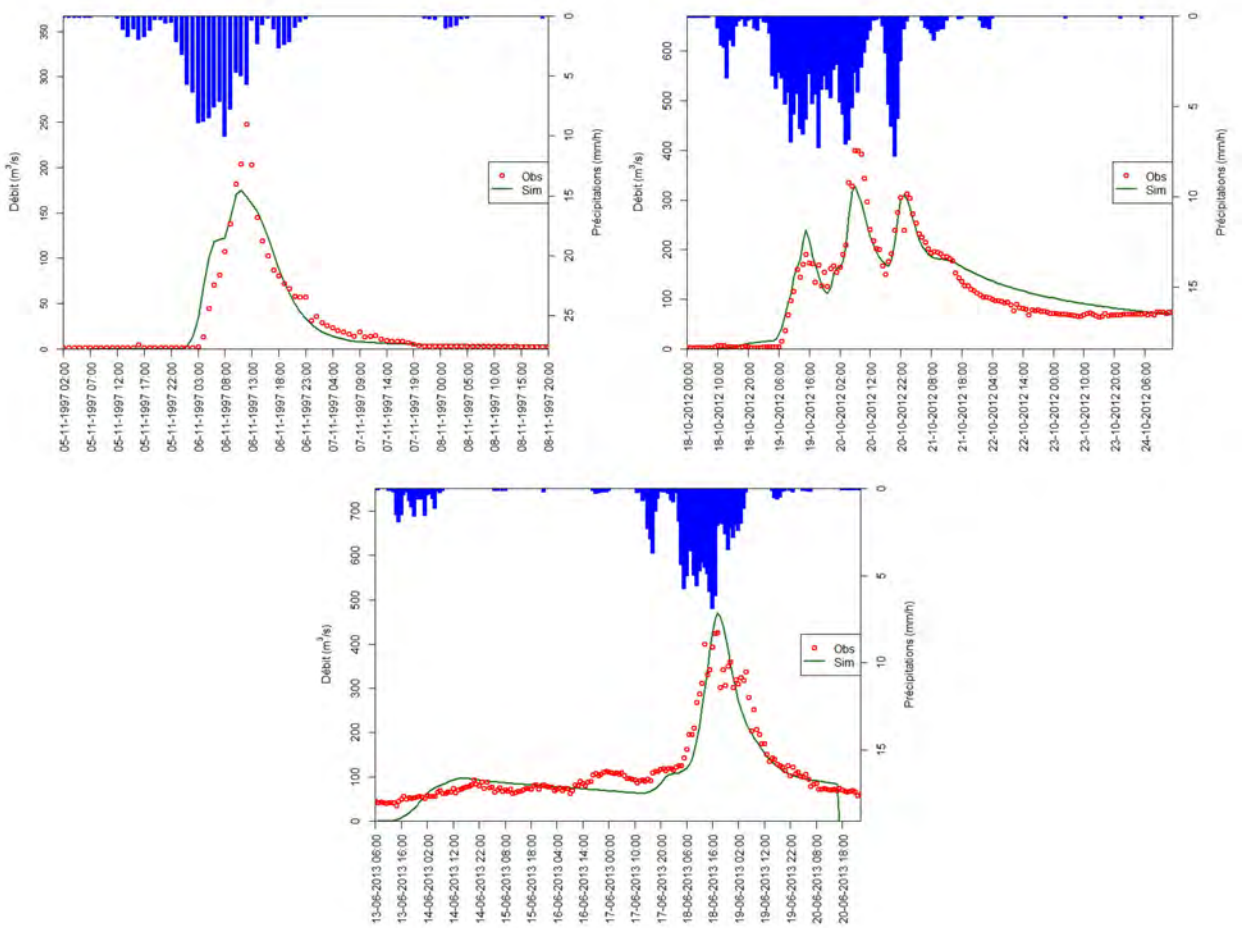


FIGURE 5.14 – Représentation des meilleures simulations issues de l'optimisation pour le Gave de Gavarnie (événements de 1997, 2012 et 2013)

comportement différent des jeux de paramètres en fonction de l'amplitude de l'événement considéré. En effet, les événements de 2005 et de 2011 sont ceux qui présentent les débits spécifiques les moins élevés, alors que les événements de 2012 et 2013 dépassent les 0.9 $m^3 s^{-1} km^{-2}$.

Le Gave de Pau présente également des valeurs relativement élevées pour les événements d'automne ($C_Z \geq 2.5$) et des valeurs plus faibles pour les événements de printemps ($C_Z \leq 1.8$). Il en est de même pour le coefficient C_{KSS} qui introduit des valeurs élevées ($C_{KSS} \geq 8000$) pour les événements d'automne (hormis celui de 2005) et des valeurs plus faibles pour les événements de printemps ($C_{KSS} \leq 3500$). On retrouve ici le fait que la dynamique des événements d'automne (sol sec, peu ou pas de fonte nivale) est différente de celle des événements de printemps (sol humide, fonte nivale).

Les tendances sont moins marquées pour les autres paramètres. Des valeurs relativement faibles des deux coefficients de Strickler K_{D1} et K_{D2} peuvent être observées pour certains événements et certains bassins. Ils tendent vers la borne inférieure de l'intervalle de variation défini. Ceci peut être dû à une sous-estimation de l'infiltration engendrant de fortes vitesses de ruissellement de surface sur les versants puis le réseau hydrographique. Les faibles valeurs de ces deux coefficients peuvent illustrer un phénomène de freinage fort dans le réseau de drainage (Garambois, 2012).

En conclusion, les jeux de paramètres obtenus suite à l'optimisation ne montrent pas de tendance homogène d'un bassin versant à un autre. Un calage avec le même jeu de paramètres pour tout le bassin versant du Gave de Pau paraît peu réaliste. Une tendance différente légère a pu être décelée pour séparer les

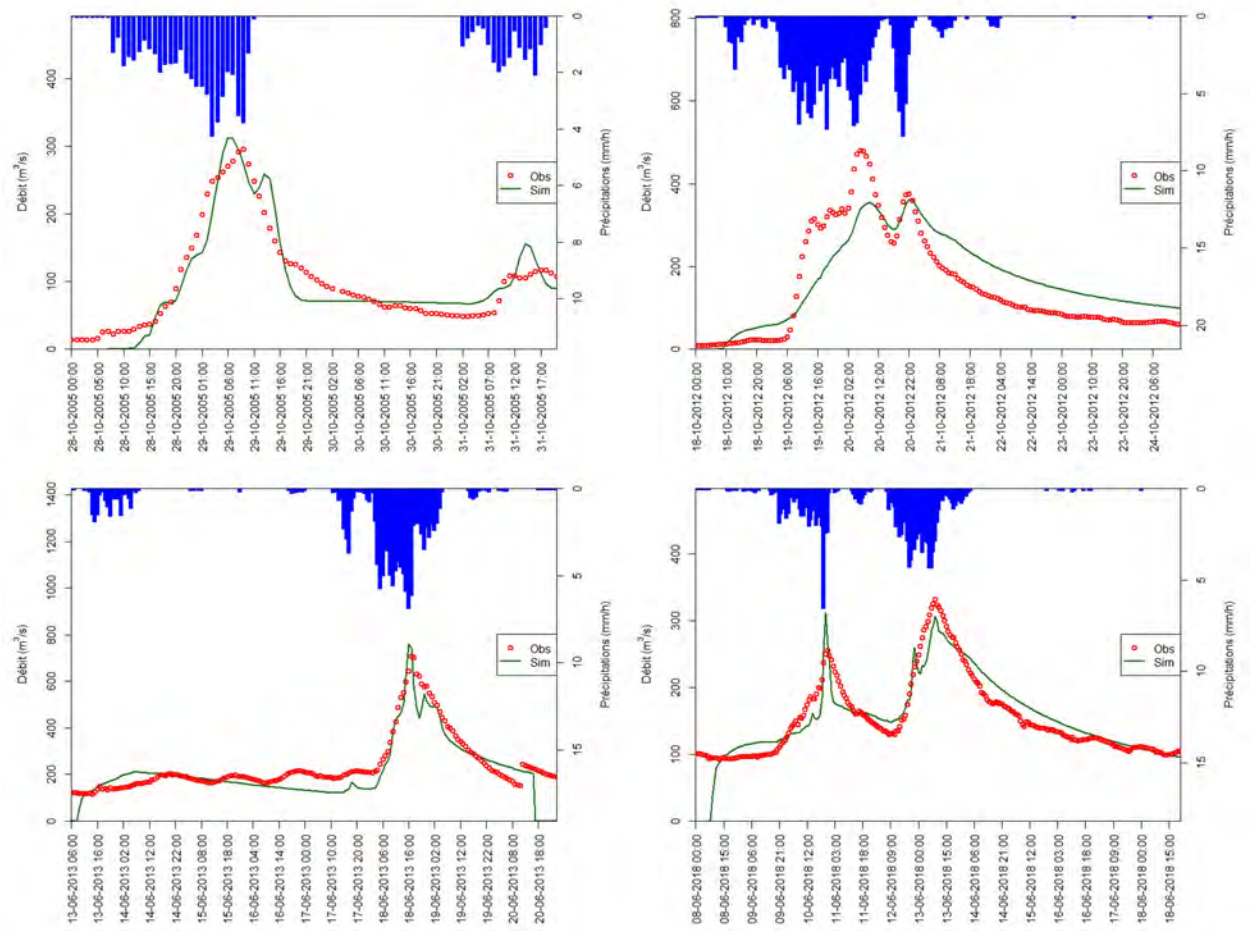


FIGURE 5.15 – Représentation des meilleures simulations issues de l'optimisation pour le Gave de Pau

événements de printemps et d'automne. La question qui se pose est : s'agit-il d'une différenciation due à l'amplitude des événements ou aux phénomènes saisonniers ? Une stratégie de calage événementielle, non optimale certes, mais permettant une estimation des débits d'apport dans la zone du lac des Gaves pour les événements considérés.

5.5.4 Stratégie de calibration

Afin de vérifier la bonne validité d'un jeu de paramètres événementiel sur l'ensemble des bassins considérés, les meilleures combinaisons obtenues (Table 5.13) ont été simulées sur chaque sous-bassin versant et pour chaque événement. De plus, un calcul supplémentaire de régionalisation, hors modèle, est effectué à partir des hydrogrammes des meilleurs résultats obtenus sur chaque sous-bassin versant. La formule de Myer a été utilisée pour effectuer ces calculs de régionalisation :

$$Q_{BVinconnu} = Q_{BVconnu} * \left(\frac{S_{BVinconnu}}{S_{BVconnu}} \right)^{\alpha} \tag{5.11}$$

avec $\alpha = 0.8$.

Ainsi, si nous prenons l'exemple du Gave de Gavarnie pour un événement donné, les cinq étapes suivantes ont été suivies :

TABLE 5.13 – Jeux de paramètres des meilleures simulations obtenues pour chaque événement et chaque sous-bassin versant à l'issue de l'étape d'optimisation (l'indice p est attribué aux événements simulés avec les données des pluviomètres au sol et l'indice R correspond aux lames d'eau Radar). Les valeurs en gras correspondent aux bornes définies pour la calibration

Bassin versant	Événements	Nash	LNP	C_Z	C_K	C_{KSS}	K_{D1}	K_{D2}
Gave de Cauterets	05/11/1997	0.92	0.91	4.54	0.49	**10000**	**1.00**	**1.00**
	28/10/2005	0.87	0.77	0.42	1.89	1321.6	1.68	**1.00**
	$02/11/2011_p$	0.04	0.58	7.18	1.74	**10000**	**30.0**	8.41
	$02/11/2011_R$	0.43	0.72	0.34	0.69	983.29	2.57	20.08
	$08/06/2018_p$	-0.48	0.23	4.04	0.67	**10000**	26.78	19.90
	$08/06/2018_R$	-0.08	0.26	2.34	7.12	3869.5	**30.0**	21.30
Gave de Gavarnie	05/11/1997	0.90	0.82	6.76	1.18	**10000**	2.89	**1.00**
	28/10/2005	0.48	0.41	5.50	1.27	9104.7	21.86	15.66
	$02/11/2011_p$	0.64	0.78	7.29	0.79	**10000**	**1.00**	1.26
	$02/11/2011_R$	0.86	0.72	4.31	0.15	**10000**	**1.00**	3.53
	$18/10/2012_p$	0.91	0.16	2.23	1.02	2734.8	4.47	**1.00**
	$18/10/2012_R$	0.87	0.15	0.51	8.81	1523.4	**1.00**	4.13
	$13/06/2013_p$	0.85	0.90	1.01	0.30	1714.7	**1.00**	**1.00**
	$13/06/2013_R$	0.58	0.79	1.62	**0.10**	1906.7	**1.00**	**1.00**
Gave de Pau	28/10/2005	0.87	0.85	2.47	0.46	2428.0	11.13	2.08
	$02/11/2011_p$	0.60	0.79	5.23	1.58	**10000**	17.31	9.57
	$02/11/2011_R$	0.47	0.74	3.23	0.48	8316.4	5.64	10.57
	$18/10/2012_p$	0.70	0.35	3.73	4.66	**10000**	**30.0**	**30.0**
	$18/10/2012_R$	0.85	0.48	3.17	0.35	9582.1	1.24	7.97
	$13/06/2013_p$	0.84	0.85	0.90	1.55	1820.8	24.14	20.45
	$13/06/2013_R$	0.77	0.85	0.61	5.35	1726.7	10.15	2.86
	$08/06/2018_p$	0.86	0.90	1.81	0.77	3413.6	29.97	9.64
	$08/06/2018_R$	0.70	-0.84	0.79	1.09	1916.1	11.97	**1.00**

- simulation avec le meilleur jeu de paramètres obtenu par la procédure d'optimisation sur le Gave de Gavarnie (nommée Sim_GG1) sur le sous-bassin du Gave de Gavarnie ;
- simulation avec le meilleur jeu de paramètres obtenu par la procédure d'optimisation sur le Gave de Cauterets (nommée Sim_GC1) sur le sous-bassin du Gave de Gavarnie ;
- simulation avec le meilleur jeu de paramètres obtenu par la procédure d'optimisation sur le Gave de Pau (nommé Sim_GP1) sur le sous-bassin du Gave de Gavarnie ;
- approximation de l'hydrogramme à travers un calcul de régionalisation effectué à partir des meilleurs résultats de simulation obtenus sur le sous-bassin versant du Gave de Cauterets (nommée Q_Myer_SimGC) ;
- approximation de l'hydrogramme à travers un calcul de régionalisation effectué à partir des résultats de simulation obtenus sur le sous-bassin versant du Gave de Pau (nommée Q_Myer_SimGP) ;
- calcul des deux critères de performance retenus (Nash et LNP) pour évaluer la robustesse des calculs.

La procédure est identique pour les autres bassins versants. Les résultats de performance des calculs évoqués sont présentés dans le tableau 5.14.

Afin de mieux visualiser les résultats, les courbes des différentes simulations et calculs ont été tracées. Des exemples sont présentés pour l'événement de 2005 (Fig. 5.16) qui présente l'avantage d'intégrer tous les bassins versants étudiés et l'événement de 2013 (Fig. 5.17) pour lequel les meilleurs résultats sont obtenus.

Comme l'indique le tableau 5.14, très peu de simulations donnent de bons résultats sur le Gave de Cauterets de manière générale. L'hydrogramme approximé par régionalisation (Eq. 5.11) avec les paramètres

TABLE 5.14 – Performance des différentes simulations effectuées sur chaque sous bassin versant pour chaque jeu de données

LNP

Bassin versant	Jeu de paramètres simulé	05/11/1997 Pluvios	28/10/2005 Pluvios	02/11/2011 Pluvios	02/11/2011 Radar	18/10/2012 Pluvios	18/10/2012 Radar	13/06/2013 Pluvios	13/06/2013 Radar	08/06/2018 Pluvios	08/06/2018 Radar
Gave de Cauterets	Sim_GC1										
	Sim_GG1										
	Sim_GP1										
	Q_Myer_SimGG										
	Q_Myer_SimGP										
Gave de Gavarnie	Sim_GG1										
	Sim_GC1										
	Sim_GP1										
	Q_Myer_SimGC										
	Q_Myer_SimGP										
Gave de Pau	Sim_GG1										
	Sim_GC1										
	Sim_GP1										
	Q_Myer_SimGC										
	Q_Myer_SimGG										

Nash

Bassin versant	Jeu de paramètres simulé	05/11/1997 Pluvios	28/10/2005 Pluvios	02/11/2011 Pluvios	02/11/2011 Radar	18/10/2012 Pluvios	18/10/2012 Radar	13/06/2013 Pluvios	13/06/2013 Radar	08/06/2018 Pluvios	08/06/2018 Radar
Gave de Cauterets	Sim_GC1										
	Sim_GG1										
	Sim_GP1										
	Q_Myer_SimGG										
	Q_Myer_SimGP										
Gave de Gavarnie	Sim_GG1										
	Sim_GC1										
	Sim_GP1										
	Q_Myer_SimGC										
	Q_Myer_SimGP										
Gave de Pau	Sim_GG1										
	Sim_GC1										
	Sim_GP1										
	Q_Myer_SimGC										
	Q_Myer_SimGG										

Légende

Conditions pour les critères de performance (Nash, LNP)	> 0.80	> 0.70	> 0.65	> 0.50	< 0.50
Code couleur correspondant					

du Gave de Gavarnie semble fournir des résultats satisfaisants pour l'événement de 1997. Pour l'événement de 2005, il semblerait que le pic de débit et sa synchronisation soient même mieux approximés par régionalisation avec l'hydrogramme du Gave de Pau. Des résultats corrects sont obtenus avec la même méthode pour l'événement de 2011 qu'il s'agisse des données de pluviomètres ou de Radar.

Pour le Gave de Gavarnie, hormis les bons résultats obtenus grâce aux jeux de paramètres qui lui sont propres, de très bons résultats sont atteints grâce à la méthode de régionalisation avec l'hydrogramme du Gave de Pau si l'on considère le critère LNP pour l'événement de juin 2013. Le jeu de paramètres propre au Gave de Pau pour cet événement fournit également de très bons résultats. L'hydrogramme régionalisé à partir des résultats du Gave de Cauterets présente de bons résultats pour l'événement de 1997.

Enfin, pour le Gave de Pau, de meilleurs résultats ont pu être constatés de manière générale, sans pour autant que les simulations effectuées avec les jeux de paramètres des autres sous-bassins versants et les calculs de régionalisation, ne fournissent des résultats significativement performants.

Il résulte de cette analyse croisée qu'il n'est pas possible de choisir un seul jeu de paramètres commun à tous les sous-bassins versants. Aussi, nous avons décidé d'appliquer un calage événementiel et par sous-bassin versant. Les paramètres propres à chaque sous-bassin versant sont donc retenus. Cette stratégie n'est bien évidemment pas optimale et elle s'avère chronophage au vu des multiples calculs qu'elle nécessite. Néanmoins, étant donnée la configuration du bassin versant, du nombre d'événements limité et de la qualité des données de mesure il s'agit de la seule stratégie pouvant garantir une bonne estimation des hydrogrammes d'entrée du système Lac des Gaves. Concernant les deux produits de précipitations, nous avons fait le choix de garder celui qui présentait les meilleurs résultats de performance en fonction de l'événement simulé.

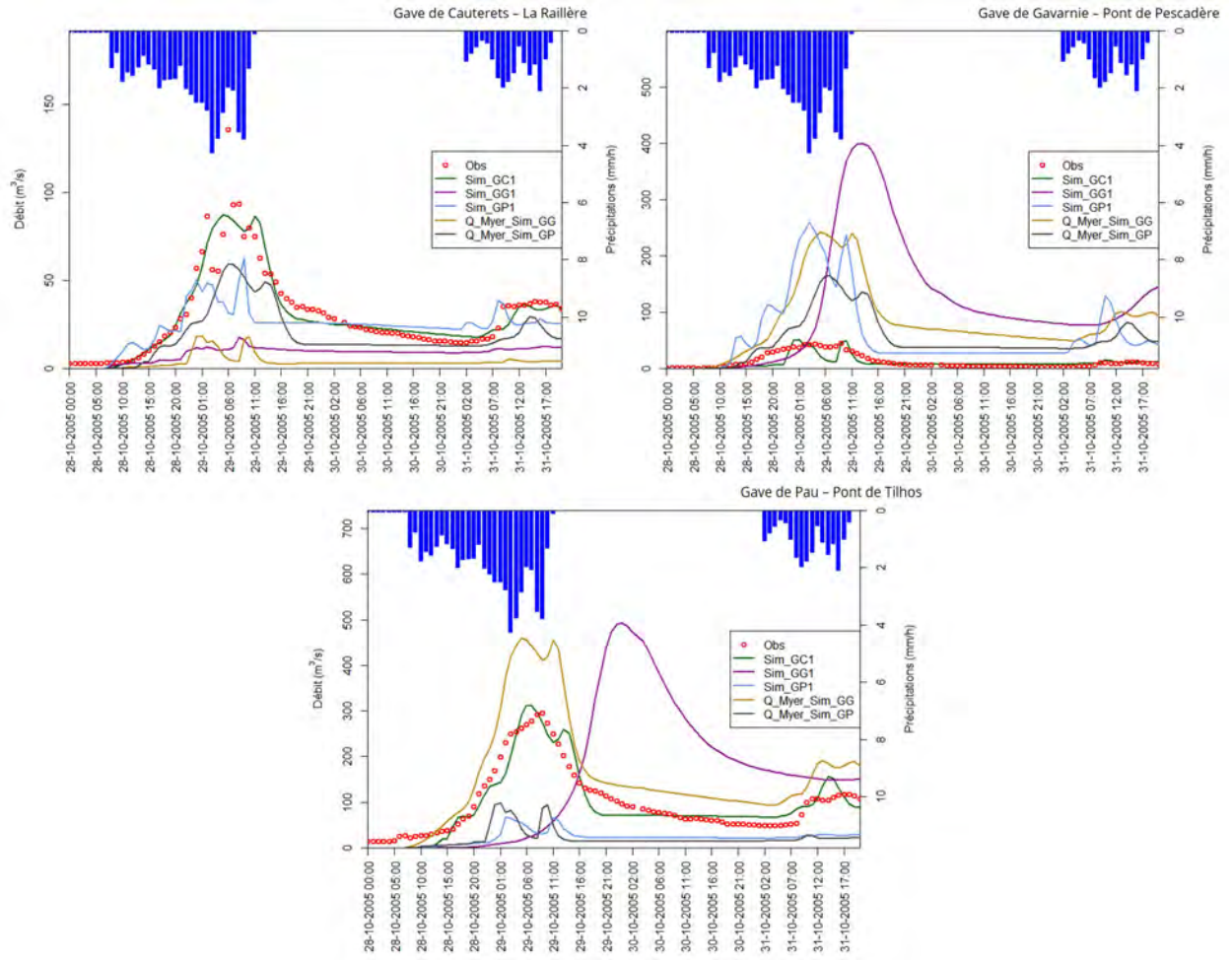


FIGURE 5.16 – Représentation des meilleures résultats issus des calculs effectués dans le cadre de la stratégie de calibration pour l'événement de 2005

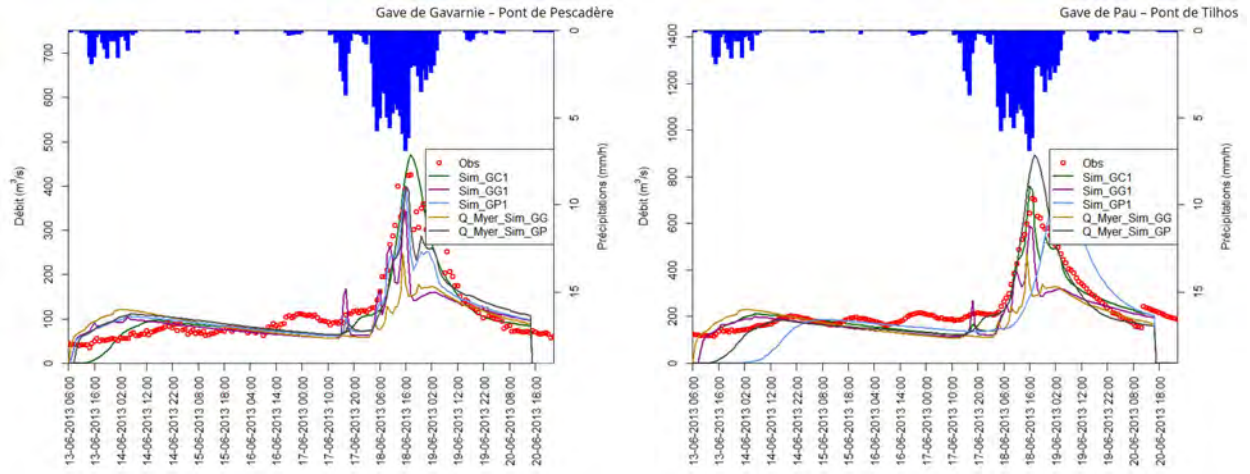


FIGURE 5.17 – Représentation des meilleures résultats issus des calculs effectués dans le cadre de la stratégie de calibration pour l'événement de 2013

5.5.5 Couplage avec le modèle hydrosédimentaire 2D

Les sorties du modèle sont disponibles à n'importe quel point du réseau de drainage. Il est donc possible de suivre l'évolution des hydrogrammes le long du réseau de drainage ce qui présente un réel avantage pour avoir une approximation précise des entrées du système Lac des Gaves. Les différents flux latéraux peuvent également être estimés grâce à une propriété de couplage du modèle. Ainsi, sur le tronçon du Lac des Gaves, il a été possible de retrouver les débits latéraux, pouvant ajouter des volumes d'eau non négligeables au débit total transitant sur le tronçon considéré.

Dans notre cas, et au regard des difficultés de calibration présentées dans la partie précédente, dans le cadre des simulations de couplage, il a été décidé de :

- considérer les meilleurs jeux de paramètres pour les simulations de couplage sur les branches du Gave de Gavarnie et de Cauterets ;
- considérer les meilleurs jeux de paramètres obtenus pour le Gave de Pau pour la branche principale du Gave de Pau jusqu'au seuil d'Agos-Vidalos et pour le Gave d'Azun (en aval immédiat du seuil de Préchac).

En moyenne, 5 simulations sont effectuées par événement pour couvrir toute la zone d'étude considérée dans le cadre de la modélisation 2D (Fig. 5.18).

Les résultats obtenus sont des hydrogrammes représentant les débits latéraux contribuant au débit total transitant dans le système Lac des Gaves. Ils seront donc intégrés comme débits supplémentaires dans le cadre de la modélisation 2D (Chapitre 6).

5.6 Discussion et conclusion

L'application de MARINE à un bassin versant des Hautes-Pyrénées n'avait jamais été envisagée jusqu'à l'heure. Initialement, le modèle MARINE a été développé pour comprendre le fonctionnement des bassins versants méditerranéens dans l'objectif de prédire et d'analyser les phénomènes des crues éclair. La cinétique de ces événements est bien différente de celle observée dans le bassin versant du Gave de Pau ce qui a permis une comparaison constructive. En effet, l'analyse de sensibilité sur ce terrain a indiqué que le Gave de Pau semble être particulièrement sensible aux paramètres de profondeur de sol C_Z et de transmissivité latérale de l'écoulement de subsurface C_{KSS} mais beaucoup moins à la rugosité. Les bassins méditerranéens des Pyrénées Orientales semblent quant à eux beaucoup plus sensibles aux paramètres C_Z et à la rugosité (Garambois et al., 2015a). Ce résultat, assez surprenant, indique que le Gave de Pau présente des écoulements de subsurface beaucoup plus importants que dans les bassins méditerranéens.

Bien que les résultats des meilleures simulations puissent sembler corrects, la performance de la modélisation reste très moyenne au vu des faibles valeurs de seuils obtenues par l'analyse de sensibilité (Table 5.11). Plusieurs hypothèses ont été émises quant à la performance peu satisfaisante du modèle MARINE sur le bassin versant du Gave de Pau. La première concerne l'influence de la neige. Cette composante n'est pas prise en compte dans le code du modèle alors qu'il s'agit d'une des principales variables influençant le débit des cours d'eau du bassin versant du Gave de Pau au printemps. En effet, le bassin versant du Gave de Pau est sous l'influence d'un régime hydrologique nivo-pluvial. La neige contribue donc à la mise en charge du réseau hydrographique et quelquefois, sans même la présence de précipitations comme nous avons pu l'observer lors de l'enclenchement de la crue de juin 2013. Cela peut donc expliquer les fortes disparités dans le calage des paramètres. En effet, le calage va compenser cette incertitude sur le forçage du modèle pour les évènements où il y a bien un apport de la fonte nivale alors que ça ne sera pas nécessaire lorsque ce processus n'intervient pas (*e.g.* événements de printemps VS événements d'automne) d'où les intervalles de variations différents (Fig. 5.12 et Table 5.13). Il aurait été intéressant d'estimer le volume de fonte pour chaque événement de

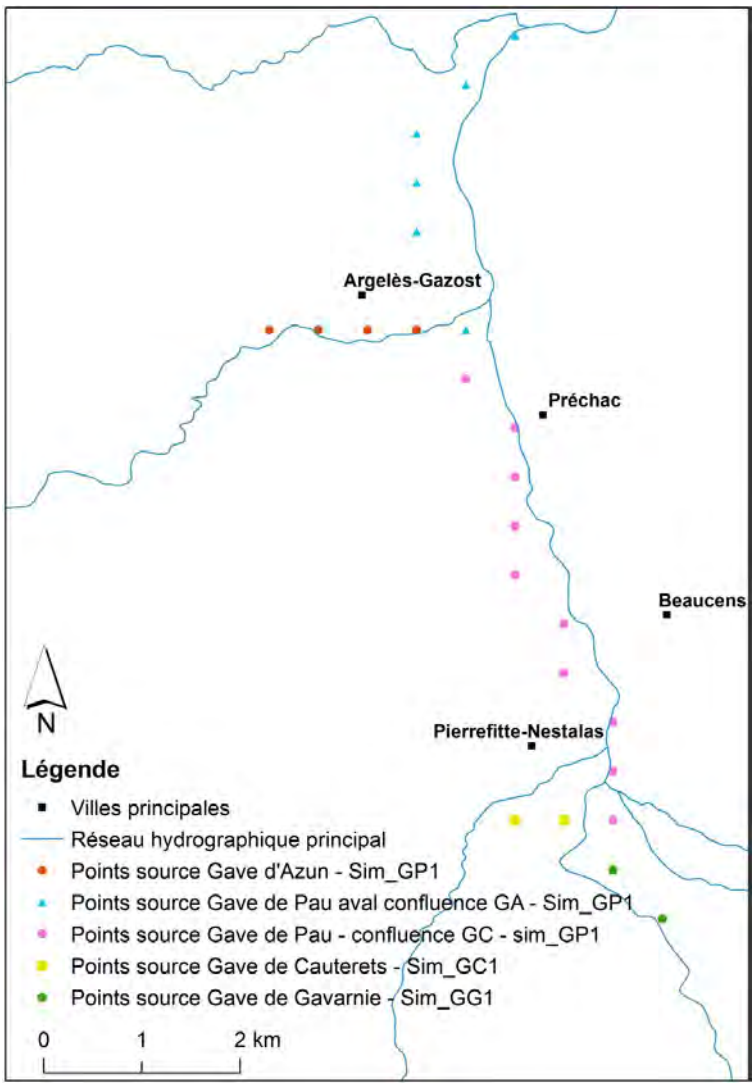


FIGURE 5.18 – Localisation des points de couplage issus du modèle MARINE

crue printanier et de l'intégrer en tant que volume supplémentaire aux hydrogrammes d'observations pour considérer l'influence de la neige. Le manque de temps n'a toutefois pas permis l'exécution de cette étape. Elle reste tout de même une piste à explorer dans le cadre d'une prochaine modélisation à l'aide de cet outil pour des bassins versants sous l'influence du même régime hydrologique.

La deuxième hypothèse concerne la quantité et la qualité des données d'observations récoltées. Il est par exemple très compliqué de conclure quant à la performance de la modélisation sur le sous bassin versant du Gave de Cauterets. En effet, les deux événements les plus importants (2012 et 2013) présentaient des problématiques de données incomplètes ou de station en panne au cours de l'événement. Sur le Gave de Gavarnie, la totalité du débit n'est pas mesurée pour tous les événements considérés. Il se trouve que la station de Pescadère se situe sur un tronçon court-circuité et donc fortement influencé par les ouvrages hydrauliques présents. Pour les événements les plus importants, les vannes de tous les ouvrages sont censées être ouvertes ce qui implique que le débit mesuré à la station correspond à la totalité du débit transitant dans le cours d'eau. Nous n'avons toutefois pas d'information concernant le seuil à partir duquel les vannes sont ouvertes. Il est donc fort possible que pour les événements de 2005 et de 2011, présentant les débits spécifiques les plus faibles ($Q_{sp} = 0.11\ m^3 s^{-1} km^{-2}$ et $Q_{sp} = 0.31\ m^3 s^{-1} km^{-2}$ respectivement), l'hydroélectricité ait joué

un rôle non négligeable dans l'influence des débits transitant au niveau de la station de mesure ce qui pourrait justifier les mauvais résultats pour ces événements. Enfin, de manière générale, très peu de données à pas de temps suffisamment fin (horaire au minimum) étaient disponibles sur le bassin versant, ce qui a limité le choix des événements étudiés.

La comparaison des résultats obtenus avec ceux des Pyrénées Orientales appuie les conclusions concernant la performance peu satisfaisante de la modélisation sur le bassin versant du Gave de Pau. En effet, les valeurs de seuil retenues par Garambois (2012) (LNP, Nash = 0.7) sont beaucoup plus élevées que celles obtenues par notre modèle (Nash = 0.1 en moyenne). Toutefois, les bassins versants méditerranéens étudiés sont très peu influencés par la fonte nivale ce qui peut expliquer cet écart de performance. De plus, les calculs effectués dans le cadre des études de Garambois (2012); Garambois et al. (2015a), ont tous été vérifiés à l'exutoire et non sur l'amont des bassins versants. Or si l'on considère uniquement la station présente au niveau du pont de Tilhos (considéré comme exutoire dans le cadre de cette modélisation), la valeur de seuil moyenne est de 0.4. Ceci prouve que la performance du modèle, bien que plus faible de manière générale en comparaison aux bassins méditerranéens, est bien meilleure en aval du bassin versant.

Estimer les paramètres d'un modèle requiert une quantité et une qualité de données suffisantes. Perrin et al. (2007) concluent sur la base de simulations de contextes hydrologiques variés, que 350 jours de calage sont nécessaires afin d'obtenir des valeurs stables et robustes. Nous ne sommes clairement pas parvenus, dans notre cas, à constituer un jeu de données événementiel aussi conséquent dans le cadre de notre modélisation ce qui explique les difficultés rencontrées.

Toutes ces suppositions confirment à l'unanimité la difficulté d'estimation de l'hydrologie en terrain de montagne. Si un compromis est possible en aval, au niveau des rivières de piémont, il reste très compliqué de trouver un consensus sur les rivières torrentielles/torrents en amont qui présentent des difficultés particulières. En effet sur ces cours d'eau, il est très courant de faire face à des phénomènes de détarage de stations de mesure. Ces dernières nécessitent des jaugeages très réguliers afin de vérifier leur calibration étant données les évolutions courantes de la topographie locale. Ces actions sont très coûteuses et au vu de la fréquence des fluctuations, il est donc très compliqué de fixer un protocole de vérification rythmé par les évolutions topo-bathymétriques. Les données d'observation produites peuvent donc être très incertaines dans ces terrains particuliers.

CHAPITRE 6

Apport des estimations du transport solide et de la modélisation hydro-sédimentaire 2D

> *Le chef de camp, arrivé comme toujours avec l'avant-garde, passe l'inspection habituelle du terrain pour déterminer l'emplacement des tentes. Opération délicate... Ici les cailloux règnent en maîtres.*

COLLECTIF, *Autour du Pic du Midi et du Balaïtous, 1928*

Sommaire

6.1 Introduction 200
6.1.1 Enjeux induits par les calculs du transport solide 200
6.1.2 Enjeux induits par la modélisation hydrosédimentaire 201
6.1.3 Organisation du chapitre 201
6.2 Calculs du transport solide 202
6.2.1 Localisation et caractéristiques des sections de calcul 202
6.2.2 Estimation préalable de l'hydraulique 202
6.2.3 Estimation du charriage 206
6.2.4 Validation des calculs 209
6.2.5 Analyse du transport solide à l'échelle annuelle sur le Gave de Pau 212
6.2.6 Analyse du transport solide à l'échelle annuelle sur les Gaves de Cauterets et de Gavarnie 222
6.2.7 Analyse du transport solide à l'échelle événementielle 224
6.2.8 Bilan des calculs du transport solide et perspectives 229
6.3 Modélisation numérique 230
6.3.1 Le modèle hydrodynamique 231
6.3.2 Le modèle morphodynamique 231
6.3.3 Évaluation de la performance des calculs 234
6.3.4 Construction du modèle 235
6.3.5 Calculs hydrauliques 239
6.3.6 Calculs hydro-sédimentaires 241
6.3.7 Résultats 245
6.3.8 Bilan des calculs hydro-sédimentaires et perspectives 254

6.1 Introduction

6.1.1 Enjeux induits par les calculs du transport solide

Les cours d'eau de montagne sont des systèmes très complexes en perpétuelle évolution au gré des crues et du transport solide. Si certains phénomènes peuvent être observés localement, ils sont souvent le résultat d'un comportement global qui s'est très probablement manifesté à une plus grande échelle spatiale (*e.g.* celle du bassin versant), et sur des échelles temporelles variables (Recking et al., 2012). Malgré plus d'un siècle de recherche sur le transport des matériaux et les nombreux outils et formules développés, il est encore difficile de quantifier avec un niveau de certitude correct le comportement hydro-sédimentaire des cours d'eau. En effet, contrairement à la prédiction de l'hydrologie ou de l'hydraulique, la prédiction du transport solide ne s'appuie qu'exceptionnellement sur des données de validation relevées sur le terrain. Il est donc souvent question de faire "confiance" aux formules de transport solide existantes. Toutefois, la principale difficulté réside dans le choix de la formule appropriée parmi une multitude d'équations disponibles, contraintes à des domaines de validité établis lors de leur élaboration, souvent à partir d'expériences en laboratoire dans des conditions contrôlées bien différentes de la réalité *in situ*.

Comme évoqué dans le chapitre 4, il est conseillé de procéder en deux étapes pour évaluer la dynamique sédimentaire d'un bassin versant : un diagnostic géomorphologique approfondi et des expérimentations sur le terrain permettant de valider des calculs simples à l'échelle de la section en travers du transport solide. Les interprétations des données historiques ainsi que les expérimentations sur le terrain effectuées dans le cadre de ce projet (Chap. 4) ont permis d'une part de nourrir les équations utilisées pour effectuer les calculs du transport solide et, d'autre part, d'identifier celles qui sont adaptées aux cours d'eau de notre bassin versant. La finalité était d'évaluer la quantité de matériaux arrivant au Lac des Gaves aux échelles annuelle et événementielle afin de permettre aux gestionnaires de considérer cette variable dans le cadre de la réflexion à une solution de restauration donnée. L'objectif n'était pas d'arriver à une estimation précise. Ceci n'est d'une part pas réaliste au vu de la puissance du transport solide dans les rivières et torrents de montagne au cours d'une crue. D'autre part, la morphologie du lit impactée modifie l'hydraulique à l'origine du phénomène observé (Recking et al., 2013). Par ailleurs, l'hydraulique, et les lois qui lui sont associées, est fortement affectée par les fortes pentes étant données les faibles profondeurs relatives (h/D avec h la hauteur d'eau et D le diamètre des grains) et par le transport solide lorsqu'il se produit (Recking, 2008; Smart, 1983). Aussi, en terrains de montagne, l'hydraulique et le transport solide doivent être considérés conjointement contrairement à la pratique courante en rivières de plaines à fonds plutôt stables.

Il existe une multitude de formules de transport solide disponibles dans la littérature. Il est donc difficile d'identifier la formule adaptée aux caractéristiques du terrain étudié. La plupart des equations existantes se basent sur la contrainte de cisaillement (DuBoys, 1879), le débit liquide (Schoklitsch, 1962), la puissance du cours d'eau (Bagnold, 1977) ou sur une approche stochastique (Einstein, 1950). L'analyse de performance de ces nombreuses formules de transport a conduit à trois conclusions majeures (Recking et al., 2012) :

1. le domaine de validité des équations se limite aux conditions d'application similaires à celles de développement de la formule. Par ailleurs, aucune équation n'est capable de prédire avec précision le transport par charriage dans des rivières à gravier (Gomez and Church, 1989) ;

2. pour des conditions d'écoulement faibles à moyennes, dans lesquelles se situent la plupart des mesures de terrain, les formules à seuil conduisent aux performances les plus faibles (Barry et al., 2004) ;

3. les erreurs sont importantes et peuvent atteindre plusieurs ordres de grandeur, en particulier pour des rivières à granulométrie grossière (Barry et al., 2004; Bathurst et al., 2007; Rickenmann and Recking, 2011).

Il ne s'agit bien évidemment pas de tester toutes les formules de transport existantes sur notre domaine d'étude. Une pré-sélection est considérée dans ce chapitre, avant de retenir celles adaptées au Gave de Pau

et ses principaux affluents torrentiels en fonction de leurs domaines de validité. Les calculs de transport solide ont été effectués sur la plateforme BedloadWeb [1] qui présente l'avantage de mutualiser les formules de transport solide les plus utilisées dans la littérature. Par ailleurs, elle offre la possibilité de comparer les résultats obtenus avec les différentes équations disponibles, ce qui rend le choix de la formule adaptée au terrain d'étude considéré plus aisé.

6.1.2 Enjeux induits par la modélisation hydrosédimentaire

L'évolution de la morphologie fluviale, surtout lorsqu'il s'agit de rivières de montagne et de piémont, à granulométrie très étendue et aux formes complexes est particulièrement compliquée à prédire. Le diagnostic géomorphologique (Chap. 4) s'est avéré très intéressant pour donner des indications quant aux trajectoires d'évolution possibles des cours d'eau du bassin versant du Gave de Pau.

Le tronçon du Lac des Gaves, possède justement les caractéristiques morphologiques complexes évoquées ci-dessus. Le Gave de Pau à ce niveau, présente des aspects typiques des rivières intra-montagnardes, caractérisées par une granulométrie très hétérogènes, des apports sédimentaires considérables des deux affluents amont et une morphologie complexe en tresses. A l'heure actuelle, des solutions de restauration de ce tronçon, qui présente de sérieux déséquilibres causés par les extractions ainsi que les deux seuils mis en place, sont à l'étude.

Dans ce cadre, les outils numériques peuvent jouer un rôle important pour décider des interventions à appliquer pour mieux aménager le cours d'eau. En effet, les travaux de modélisation ont la capacité de fournir des réponses quantifiées sur la configuration des écoulements en crue, difficilement mesurable sur le terrain, mais essentielle pour l'étude des évolutions morphologiques (Chapuis, 2012). Cette approche est complémentaire aux approches historique et expérimentale. En effet, les données collectées sur le terrain permettent d'alimenter le modèle et d'améliorer ses capacités prédictives (Rollet, 2007). La modélisation morphodynamique prend en considération l'hydrodynamique du tronçon étudié, la part du transport solide ainsi que l'évolution du lit du cours d'eau.

Le système de modélisation TELEMAC-MASCARET [2], a été considéré comme étant un outil adapté pour appliquer la modélisation morphodynamique sur le tronçon du Lac des Gaves. Il est toutefois nécessaire de noter, que ce type de calculs a été très peu exploré sur des morphologies aussi complexes que celle du tronçon du Lac des Gaves, caractéristiques de cours d'eau de piémont. En effet, la plupart des simulations prenant en compte le transport solide avec ce modèle, a été réalisée sur des cas de laboratoire ou des cas d'études réels à faibles pentes. Il est donc intéressant, dans le cadre de ce travail, d'évaluer la performance du modèle sur un tronçon de cours d'eau présentant des caractéristiques morphologiques complexes.

L'objectif de la modélisation numérique dans le cadre de notre étude est de permettre aux gestionnaires des cours d'eau, de mieux comprendre la dynamique du tronçon du Lac des Gaves afin d'évaluer les impacts des aménagements prévus et d'adopter une politique de gestion rationnelle (De Linares, 2007).

6.1.3 Organisation du chapitre

Dans ce chapitre, les calculs du transport solide sont introduits dans un premier temps. Les différentes étapes sont présentées et les calculs sont appliqués à plusieurs sections des principaux cours d'eau étudiés dans le bassin versant du Gave de Pau. Ensuite, la modélisation numérique appliquée au tronçon du Lac des Gaves est présentée. Ce chapitre est enfin clôturé par une discussion générale sur la performance des calculs et de la modélisation.

1. http://www.bedloadweb.com
2. http://www.opentelemac.org/

6.2 Calculs du transport solide

6.2.1 Localisation et caractéristiques des sections de calcul

Les calculs du transport solide ont été conduits au droit des mêmes sections ayant fait l'objet du suivi de la mobilité sédimentaire sur le terrain (Chap. 4). Les données récoltées ont servi à l'alimentation des équations considérées pour les calculs. Au total, 12 sections sont considérées sur les Gaves de Cauterets, de Gavarnie et de Pau et 3 sont retenues pour la validation des formulations de transport (Table 6.1).

TABLE 6.1 – Caractéristiques des sections en travers considérées pour les calculs du transport solide. Les D_50 et D_84 représentent les diamètres pour lesquels 50% et 84% des grains sont plus petits

Cours d'eau	Nom de la section	D_{50} (mm)	D_{84} (mm)	Aire drainée (km²)	Pente (%)	Largeur de la bande active (m)	Hydrologie associée
Gave de Cauterets	C4	78.6	242.5	178	1.9	12.8	Débit moyen journalier de 1992 à 2018 : Station hydrométrique de la Raillère (A = 115 km²) – *régionalisé en fonction de l'aire drainée (Formule de Myer)*
Gave de Gavarnie	G3	29.9	79.1	485	0.6	14.8	Débit moyen journalier de 1982 à 2017 – station hydrométrique du Pont de Pescadère (A = 413 km²) – *régionalisé*
Gave de Pau	P0	49.9	163.4	676	0.7	56.6	Débit horaire de 2005 à 2018 : station hydrométrique du Pont de Tilhos (A = 916 km²) – *régionalisé*

6.2.2 Estimation préalable de l'hydraulique

Pour effectuer des calculs du transport solide par charriage, il est nécessaire de procéder au préalable à une estimation rigoureuse de l'hydraulique à l'échelle de la section en travers. Les principaux paramètres hydrauliques (vitesse, rayon hydraulique et hauteur d'eau) ont été estimés sur les différentes sections en travers considérées pour les calculs du charriage sur la plateforme BedloadWeb développée par Recking (2020). Les calculs sont effectués avec l'hypothèse d'un régime permanent et uniforme.

Dans le cas où le régime est transitoire, le programme procède au découpage de l'hydrogramme à pas de temps fixes sur lesquels un calcul uniforme et permanent est appliqué. Ces hypothèses simplificatrices sont bien évidemment inadaptées à une étude d'hydraulique classique faisant intervenir par exemple des risques d'inondations ou des impacts d'ouvrages. Dans ce second cas, une modélisation hydrosédimentaire résolvant les équations de Saint-Venant ou de Navier-Stockes (selon la dimension souhaitée : 1D, 2D ou 3D) est à envisager. Dans notre cas, nous considérons les calculs de transport solide à l'échelle de la section en travers comme une étape préalable à la modélisation hydrosédimentaire 2D développée à l'échelle du tronçon du Lac des Gaves. Les débits solides estimés à l'aide des formules de calcul présentées dans les sections suivantes, ont pour vocation d'alimenter le modèle développé.

6.2.2.1 Contrainte hydraulique

La contrainte τ (N/m²) représente la force F (N) divisée par la surface (m²) sur laquelle cette force s'applique (Fig. 6.1). Dans un tronçon de cours d'eau, la contrainte hydraulique représente la force exercée sur les parois multipliée par le volume d'eau s'écoulant dans le tronçon en question divisé par la surface de contact (Fig. 6.1) : la surface de contact correspond à la longueur Lt multipliée par le périmètre mouillé P). Elle est souvent nommée contrainte de cisaillement au fond car elle s'exerce tangentiellement au lit (Recking, 2020).

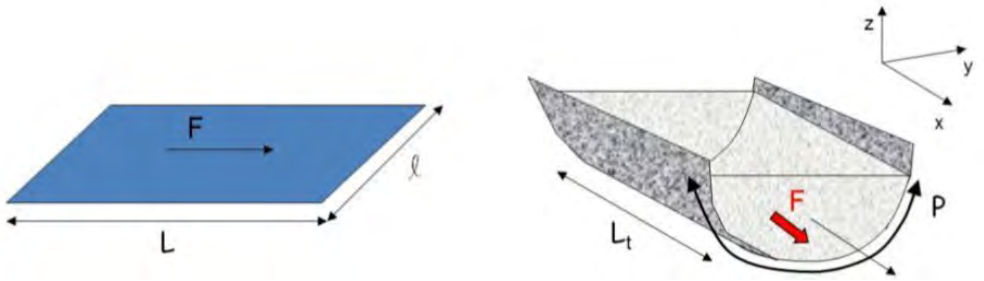


FIGURE 6.1 – Schématisation de la contrainte hydraulique (D'après Recking (2020))

La contrainte hydraulique s'exprime à travers l'équation suivante :

$$\tau = \rho g h S \tag{6.1}$$

g est la constante gravitationnelle, ρ est la masse volumique de l'eau, h est la hauteur d'eau remplacée parfois par le rayon hydraulique R (*i.e.* rapport entre la section mouillée à travers laquelle s'effectue l'écoulement et le périmètre mouillé qui représente la longueur du contact entre le fluide et le matériau constituant le support de l'écoulement) et S est la pente.

6.2.2.2 Nombre de Shields

Le nombre de Shields est aussi connu sous le nom de contrainte adimensionnelle. Shields (1936) a proposé de rendre adimensionnelle la contrainte hydraulique à travers l'estimation du rapport entre les forces stabilisatrices (le poids) et les forces déstabilisatrices (contrainte hydraulique τ) agissant sur un grain au fond du lit. Le nombre de Shields est donc noté :

$$\tau^* = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho)D} \tag{6.2}$$

g est la constante gravitationnelle, ρ la masse volumique de l'eau (kg/m^3), $\rho_s = 2650\ kg/m^3$ la masse volumique des sédiments et D est le diamètre des grains (m).

6.2.2.3 Loi de frottement

La loi de frottement, aussi appelée résistance à l'écoulement, symbolise le frottement exercé par l'eau sur le fond du lit. Elle met en lien la vitesse avec les caractéristiques du lit (pente, rugosité) et la hauteur d'eau. Le choix de la loi de frottement est important étant donné qu'il conditionne les résultats des calculs de la contrainte et par conséquent du transport solide (Recking et al., 2013).

Les lois de frottement connues dans la littérature ont été obtenues de manière semi-empirique mais sont une variable de l'équation suivante :

$$\frac{U}{u^*} = \sqrt{\frac{1}{C_f}} \tag{6.3}$$

où $u^* = \sqrt{ghS}$ est la vitesse de frottement (m/s).

Les lois de frottement existantes présentent une formulation différente de C_f. Les coefficients les plus connus sont ceux : de Chézy C (m$^{1/2}$ s^{-1}), de Manning n (m$^{-1/3}$ s) ou de Strickler $K = 1/n$ et de Darcy-Weisbach f (-). Ils sont reliés à C_f de la manière suivante :

$$C_f = \frac{g}{C^2} = \frac{gn^2}{h^{1/3}} = \frac{f}{8} \tag{6.4}$$

Pour des écoulements sur des lits mobiles, une proposition de modéliser le coefficient de Strickler K à partir de la granulométrie donne la formulation suivante (Strickler, 1923) :

$$K = \frac{1}{n} = \frac{26}{D_{84}^{1/6}} \tag{6.5}$$

le D_{84} correspond au diamètre pour lequel 84% des grains sont plus petits. Rickenmann and Recking (2011) estiment que cette formulation permet d'arriver à des résultats convenables lorsqu'il s'agit de cours d'eau à forte profondeur relative ($h/D > 7$) correspondant à une hauteur d'eau supérieure à 7 fois le diamètre des grains) équivalents aux cours d'eau de plaine. Cette dernière surestime les vitesses pour les cours d'eau de montagne à forte rugosité.

Dans BedloadWeb, cette loi de frottement est privilégiée pour les écoulements en plaine d'inondation au vu de la simplicité de calage du coefficient K ou n permettant d'englober tous les phénomènes de résistance (rugosité du lit, embâcles, végétation, etc.). Pour les écoulements se produisant dans la bande active, l'outil privilégie l'utilisation d'une loi considérant la hauteur relative h/D_{84} que nous présentons dans les paragraphes suivants. L'avantage de ce type de formulations, est qu'elles restent valides quelles que soient les conditions d'écoulement étant donné qu'elles sont adimensionnelles contrairement aux autres coefficients de frottement qui dépendent des conditions pour lesquelles ils ont été testés.

Il existe plusieurs lois de frottement qui considèrent le rapport h/D_{84}. La loi de Manning-Strickler combinée avec la formulation du coefficient de Strickler présentée dans l'équation 6.5 donne :

$$\frac{U}{u^*} = \frac{26}{\sqrt{g}} \left(\frac{h}{D_{84}} \right)^{1/6} \tag{6.6}$$

Toutefois, les coefficients de frottement adimensionnels disponibles dans la littérature, considèrent pour la plupart l'hypothèse d'un profil logarithmique de vitesse et s'expriment de la manière suivante (Keulegan, 1938; Nikuradse, 1932; Recking, 2020) :

$$\frac{U}{u^*} = 6.25 + 5.75 \log \left(\frac{h}{k_s} \right) \tag{6.7}$$

où k_s est une hauteur de rugosité caractéristique du diamètre des sédiments du lit. Le diamètre médian D_{50} a été couramment utilisé, mais il s'est avéré que le D_{84} était plus pertinent à considérer étant donné que la turbulence se développe autour des éléments les plus grossiers émergeant du lit (Recking et al., 2013). En présence de granulométrie grossière, un multiple du D_{84} donne les meilleurs résultats (Rickenmann and Recking, 2011). La loi de Hey (Hey, 1979) proposait la formulation suivante : $k_s = 3.5 D_{84}$.

Cependant, à mesure qu'on se déplace vers les rivières de montagne où les pentes sont plus importantes, les rugosités et les tirants d'eau sont plus faibles (h/D_{84} faibles). Plus on s'éloigne d'un profil logarithmique de vitesse et moins ces formulations sont performantes (Rickenmann and Recking, 2011) (Fig. 6.2). Il se trouve que le profil de vitesse présente une couche de rugosité et se déforme jusqu'à devenir uniforme quand la hauteur d'eau est de l'ordre de grandeur du diamètre du plus gros grain (Fig. 6.2) (Aberle and Smart, 2003; Cassan et al., 2017; Lawrence, 1997; Nikora et al., 2001; Rickenmann, 1991).

6.2.2.4 Loi de frottement retenue

La formule de Ferguson (2007) a été proposée de manière à assurer la transition entre le profil uniforme en lien avec les faibles profondeurs relatives, et la formulation de Manning-Stickler pour des valeurs plus importantes. Cette équation a été testée sur une large gamme de données et s'est avérée suffisamment performante pour couvrir toutes les configurations hydrauliques rencontrées depuis les cours supérieurs

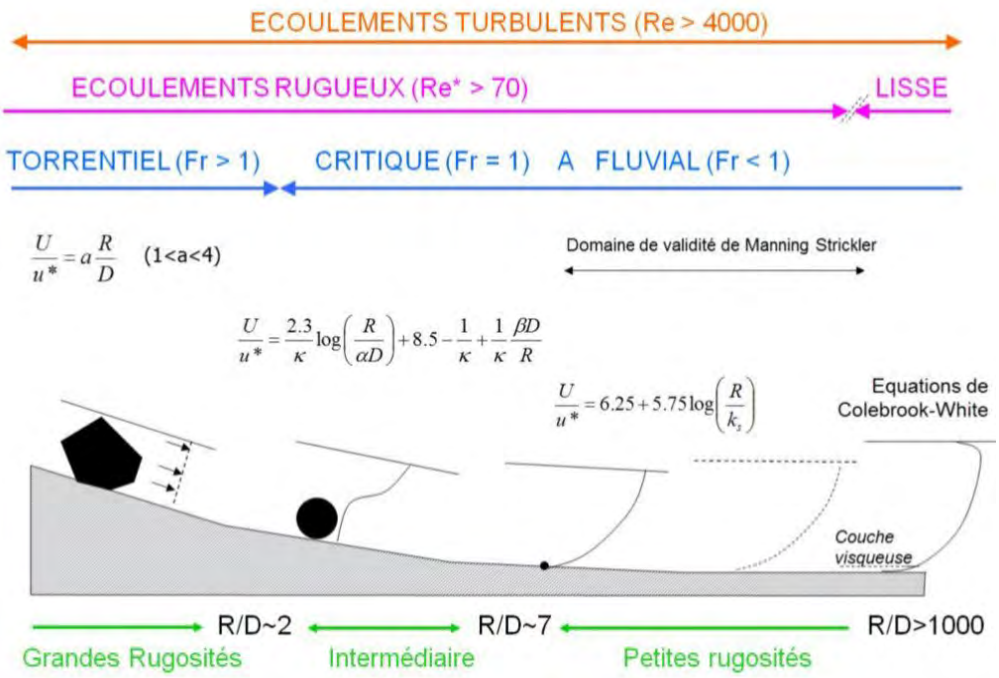


FIGURE 6.2 – Évolution de l'hydraulique en fonction de la pente (D'après Recking (2020))

jusqu'aux rivières de plaines. Elle s'exprime de cette manière :

$$\frac{U}{\sqrt{gR_hS}} = \frac{2.5\frac{R_h}{D_{84}}}{\sqrt{1+0.15\left(\frac{R_h}{D_{84}}\right)^{5/3}}} \tag{6.8}$$

avec S(m/m) la pente du lit mineur, D_{84} (m) diamètre pour lequel 84% des sédiments ont une taille inférieure, R_h (m) le rayon hydraulique, U (m s^{-1}) la vitesse moyenne d'écoulement et g (m s^{-2}) la constante gravitationnelle.

Toutefois, il est plus courant de posséder des données de débit plutôt que des valeurs de rayon hydraulique. Aussi, une autre version de l'équation 6.8 est proposée par Rickenmann and Recking (2011) pour répondre à cette problématique :

$$\frac{U}{\sqrt{gR_hD_{84}}} = 1.44q^{*0.6}\left[1+\left(\frac{q^*}{43.8}\right)^{0.82}\right]^{-0.24} \tag{6.9}$$

où $q^* = \frac{Q}{L\sqrt{gQD_{84}^3}}$ le débit adimensionnel avec L la largeur de la bande active (m).

Cette formule est considérée comme étant la plus adaptée pour les cours d'eau ayant une hauteur d'eau relative (h/D_{84}) avec h la hauteur d'eau et D_{84} le diamètre pour lequel 84% des grains sont plus petits) très faible ($1 < h/D_{84} < 7$). C'est cette formule que nous retenons dans le cadre des calculs menés.

Il est ensuite possible d'estimer le nombre de Shields local :

$$\tau^*_{84} = \frac{\rho ghS}{(\rho_s-\rho)gD_{84}} \tag{6.10}$$

avec ρ la masse volumique de l'eau (kg/m^3), h la hauteur d'eau (m) et $\rho_s = 2650\ kg/m^3$ la masse volumique des sédiments.

6.2.3 Estimation du charriage

6.2.3.1 Le début de mouvement

La notion de début de mouvement intervient dans de nombreuses formules de transport solide. Ce concept est encore largement discuté dans la communauté scientifique concernée au vu de sa complexité. En effet, la question qui se pose souvent est : quand pouvons-nous considérer que le transport s'effectue ? La granulométrie non homogène des cours d'eau fait que les conditions ne sont pas identiques pour chaque classe de grains. Les résultats peuvent donc être très différents.

Shields (1936) a réalisé une série d'expériences en laboratoire pour observer la mise en mouvement de matériaux de caractéristiques distinctes (Fig. 6.3). Sur la figure 6.3, l'axe X désigne le nombre de Reynolds particulaire Re^* qui caractérise le régime d'écoulement et l'axe Y désigne les valeurs de τ^* correspondantes. Cette courbe délimite les conditions de mise en mouvement et de maintien en repos des matériaux du lit. Les valeurs de τ^* représentées sur cette courbe correspondent aux nombres de Shields critique τ_c pour les différentes conditions d'écoulement :

$$\tau_c = \frac{h_c S}{(s-1)D} \tag{6.11}$$

où h_c est la hauteur critique.

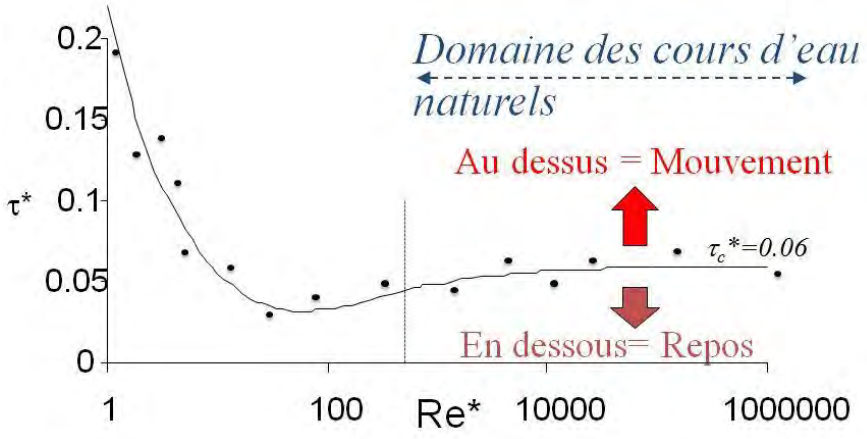


FIGURE 6.3 – Courbe de Shields délimitant les domaines de mise en mouvement et de repos des matériaux (D'après Recking (2020))

6.2.3.2 Préalable aux calculs de transport solide

La plateforme BedloadWeb, offre la possibilité d'effectuer et de comparer les résultats pour de nombreuses formules de transport. La majorité des équations qu'elle contient sont semi-empiriques, en d'autres termes, elles sont élaborées sur une base théorique développée avec des paramètres calés sur des jeux de données expérimentales. Les grandeurs couramment utilisées dans les formules connues sont :

- le nombre de Shields (Eq. 6.10) ;
- le transport adimensionnel $W^* = \frac{(s-1)gq_v}{\rho_s u_*^3}$ où q_v[m^3 s^{-1} m^{-1}] correspond au transport volumique par unité de largeur et $u_* = \sqrt{ghS}$ correspond à la vitesse de frottement ;
- le paramètre d'Einstein défini comme il suit

$$\Phi = \frac{q_v}{\sqrt{g(s-1)D^3}} \tag{6.12}$$

Il existe deux grandes familles de formules de calcul du transport solide : les formules à seuil et les formules sans seuil. La plupart des formules existantes considèrent un phénomène de seuil à travers la définition d'une contrainte critique de Shields, en dessous de laquelle il n'y a pas de transport solide (Recking, 2013a; Shields, 1936). Leur particularité réside dans le fait que le flux solide est considéré comme nul si $\tau^* < \tau_c$. Les formules sans seuil font quant à elle intervenir le taux de transport caractérisé par τ^*/τ_c^*. Ces dernières présentent l'avantage d'être moins restrictives car elles prévoient toujours du transport même s'il est très faible quand τ^* tend vers 0.

Domaine de validité des équations

Avant de considérer l'utilisation d'une équation donnée, il est primordial de prendre connaissance de son domaine de validité. Ce dernier n'est pas toujours spécifié par les auteurs des formules. De plus, des différences notables peuvent être observées entre les formules développées en laboratoires et celles basées sur le terrain. Quatre facteurs résument ces différences (Recking et al., 2013; Recking, 2013a) :

- **la granulométrie** : les matériaux utilisés en laboratoire ont souvent des diamètres uniformes alors que sur le terrain les sédiments sont de tailles très hétérogènes. Aussi, certaines particularités du terrain telles que le tri granulométrique ou le masquage des sédiments fins par les grossiers sont mal représentées ;

- **la granulométrie transportée** : les matériaux transportés dans le cadre d'expérimentations en laboratoire sont généralement les mêmes que ceux présents à la surface du lit alors que sur le terrain, ils sont généralement très différents et se rapprochent plutôt de la granulométrie de subsurface ;

- **l'équilibre** : la majorité des expériences conduites en laboratoire considèrent le débit solide pour un état d'équilibre du lit (*i.e.* à pente constante, le débit solide entrant est considéré égal au débit sortant). La réalité du terrain est bien différente de ces conditions et l'état d'équilibre ne peut être contrôlé. Pouvons-nous donc considérer que les formules dépendantes de cet état d'équilibre sont valides dans le cadre de calculs ayant pour objectif d'estimer la réalité du terrain ?

- **la section de calcul** : en laboratoire, l'écoulement est contraint sur une largeur modeste entre deux parois verticales et est considéré quasiment unidimensionnel. Les mesures de terrain réalisées sur différents points de la section en question donnent toutes des résultats très différents et sont ensuite moyennées sur la section (Chap. 4). La variabilité observée sur la section est donc considérée incluse dans les variables moyennées. Le transport solide étant non linéaire sur le terrain et, par conséquent, très sensible aux variations de hauteur d'eau sur la section, les résultats des calculs calibrés sur des sections unidimensionnelles en laboratoire ne seront pas forcément en mesure de reproduire la complexité du terrain.

Il est donc difficile de définir avec précision le domaine de validité d'une formule au vu des questions abordées ci-dessus. Dans notre cas, nous avons décidé de tester les équations disponibles dans la plateforme BedloadWeb sur un jeu de données disponible s'apparentant aux caractéristiques du terrain d'étude (pente, granulométrie et morphologie).

Section de calcul

Les équations disponibles dans la littérature ont été élaborées pour prédire, dans le meilleur des cas, le transport d'une partie ou de la totalité des matériaux disponibles sur la section considérée. La section est dite : auto-formée dans ses alluvions. Si des sédiments d'origine externe sont transportés (Fig. 6.4), les équations existantes sont incapables de prédire ces flux.

Les paramètres utilisés pour effectuer les calculs du transport solide dans le bassin versant ont donc été relevés sur des sections auto-formées dans leurs propres alluvions.

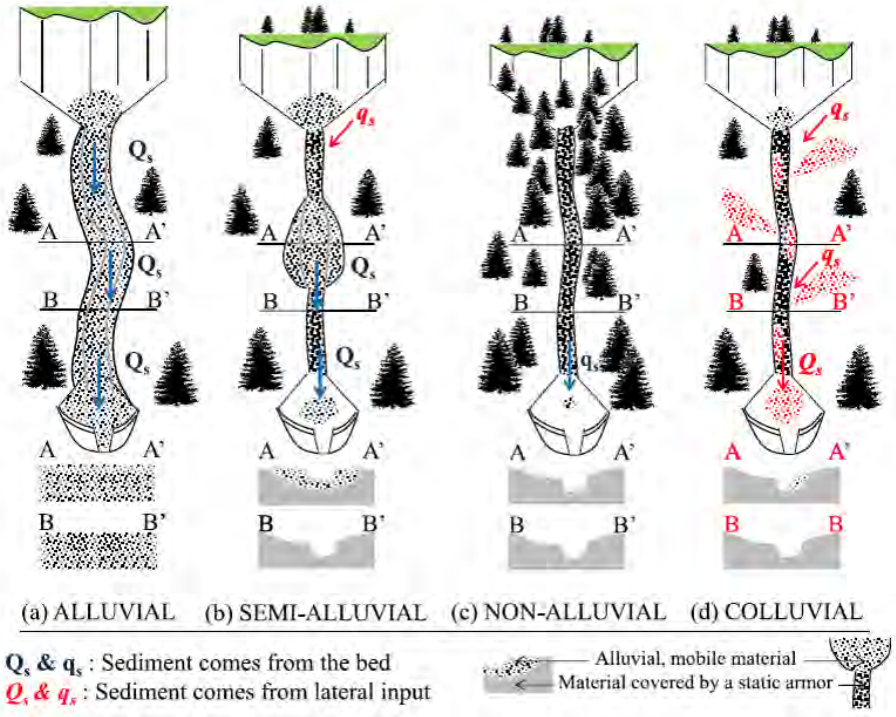


FIGURE 6.4 – Différents types de transport solide pouvant être rencontrés sur les cours d'eau de montagne (D'après Piton and Recking (2017))

Largeur de transit

La plupart des formules de transport solide permet d'obtenir un résultat correspondant à un transport unitaire ($m^3\ s^{-1}\ m^{-1}$), qu'il faut ensuite multiplier par la largeur de la section pour accéder au transport total. Dans ce cas, on parle de largeur active L_a qui diffère de la largeur d'écoulement ($L > L_a$). Pour les lits de graviers, la largeur active est souvent associée au lit mineur. La qualification est plus délicate pour les chenaux en tresses, où la largeur active doit être distinguée de la largeur de la bande active. Il s'agit donc d'un critère délicat pouvant très fortement affecter les résultats des calculs.

Cette notion délicate s'explique par le fait que, le chenal principal d'un cours d'eau développé dans une grande plaine alluviale n'est pas le résultat d'une seule crue. Ce dernier provient d'une succession de crues. Par conséquent, ceci peut nous amener à considérer la géométrie d'une de ses sections comme représentative de l'enveloppe maximale que pourrait prendre la largeur active pour des calculs associés aux événements hydrologiques fréquents. Par exemple, pour les crues de périodes de retour 2 et 5 ans, la géométrie de plein bord peut être considérée comme largeur active (Recking, 2020).

La question est plus complexe lorsqu'il s'agit de crues exceptionnelles. Deux hypothèses sont alors possibles :

1. agrandissement du chenal principal et de la largeur active ;
2. maintien de la largeur active initiale et évacuation de l'eau en excès vers la plaine inondable sans production de transport solide supplémentaire.

Sur la base d'observations de terrain, certaines études considérant des rivières en tresses, indiquent que la zone de transport semble rester limitée à la géométrie du chenal principal tel qu'il est délimité pour de faibles débits et ce même en cas de crue. Ce dernier migre et balaie la zone de tressage (Recking et al., 2013). Ceci suggèrerait donc d'adopter l'hypothèse numéro 2 pour les calculs effectués sur le tronçon du

Lac des Gaves, présentant des caractéristiques de tresses à chenaux multiples. Pour les Gaves de Gavarnie et de Cauterets, la définition d'une largeur active est plus facile car il s'agit de chenaux à morphologies plus "simple", caractéristique de rivières à graviers.

6.2.3.3 Équations de transport

Les différentes formules de transport solide considérées dans le cadre de notre projet sont présentées dans l'annexe de ce manuscrit (Annexe **??**). Il existe une grande variété de formules de transport solide dans la littérature. Dans notre cas, nous avons testé celles qui étaient disponibles dans la plateforme BedloadWeb. Une première sélection des formules de transport solide a été effectué en fonction de leur formulation et des paramètres qu'elles prennent en compte ainsi que leurs limites.

Ensuite, les données acquises dans le cadre de l'approche historique et expérimentale ont permis de retenir les formules considérées comme adaptées au bassin versant du Gave de Pau. Nous rappelons que très peu de données de validation étaient disponibles. L'objectif est donc d'essayer de reproduire la tendance annuelle, principalement en termes d'ordre de grandeur, sans pour autant chercher à arriver à des résultats très précis.

Les événements morphogènes plus extrêmes ont ensuite été calculés avec les formules considérées adaptées à notre terrain d'étude. Il est nécessaire de noter que plusieurs processus complexes encore peu maîtrisés aujourd'hui, peuvent intervenir lors de ces événements. En effet, une charge non mobilisée pendant plusieurs années et disponibles dans le cours d'eau, peut être évacuée sous forme de "pulse" sédimentaire aléatoire. Ces phénomènes, très présents en terrains de montagne, restent très difficiles à prédire quelle que soit la formule de transport solide utilisée. C'est donc là que se trouve la limite des équations de transport disponibles (Recking, 2013b).

Par ailleurs, les équations de transport ne prennent pas en considération l'état du cours d'eau à la période considérée pour les calculs. Elles expriment toutes la quantité maximum de sédiments transportée à l'équilibre (selon le concept de la balance de Lane (1955) (Chap. 1). Cette hypothèse suggère que la fourniture sédimentaire en rivière est suffisante. Aussi, en cas de déficit sédimentaire, les formules disponibles dans la littérature auront tendance à surestimer le transport solide (Recking et al., 2012).

6.2.4 Validation des calculs

Les données de validation sont essentielles pour vérifier et critiquer les résultats des calculs de transport solide. En effet, le charriage résulte d'un mécanisme très complexe et son initiation peut être déclenchée de différentes manières (lit déstabilisé, pulses sédimentaires aléatoires non contrôlés provenant de glissements de terrain par exemple, etc.). Parfois, des débits solides différents peuvent être observés pour un même débit liquide. Les données de validation du transport solide s'avèrent toutefois souvent rares voire non-existantes au vu des difficultés de mesure du transport solide contrairement aux mesures d'écoulement liquide (Piton, Guillaume et al., 2016).

Une étude intéressante conduite sur les rivières alpines, suggère l'utilisation de données d'extractions issues de plages de dépôt ou de pièges à sédiments pour estimer le charriage événementiel (Liébault et al., 2010). Toutefois, ce type de structures n'est malheureusement pas disponible sur les cours d'eau du bassin versant du Gave de Pau et, à notre connaissance, aucune autre donnée en lien avec le transport solide n'existe hormis celles produites dans le cadre de notre étude (Chap. 4). Le Lac des Gaves est, de ce fait, le seul site possédant un comportement s'apparentant à une plage de dépôt, même s'il n'a pas été élaboré dans cet objectif. Ce tronçon situé en aval immédiat de la confluence des deux principales rivières torrentielles (les Gaves de Cauterets et de Gavarnie), s'avère idéal pour l'estimation des volumes de matériaux en provenance de l'amont du bassin versant. Il est donc intéressant de considérer le Lac des Gaves comme un piège à sédiments transportés par charriage et par suspension pour la validation des calculs du transport solide.

6.2.4.1 Reconstitution du remplissage du Lac des Gaves

Transport total

La reconstitution du remplissage du Lac à travers différentes périodes, a permis de collecter des données intéressantes pouvant fournir des tendances annuelles d'apports de matériaux. Ces résultats sont issus d'une analyse de profils bathymétriques (Chap. 4) dont les volumes ont été extraits. Pour rappel, les volumes suivants ont été estimés :

- période de **1995 - 2006** : entre 16 900 m³/an et 32 524 m³/an (22 086 m³/an valeur intermédiaire) de matériaux ont été retrouvés piégés dans le Lac des Gaves. Il s'agit des matériaux transportés par charriage et par suspension ;
- période de **2006 - 2012** : entre 21 000 et 27 600 m³/an ;
- **crues de 2012 et 2013** : entre 528 000 et 540 000 m³ ont été piégés dans le Lac des Gaves ;
- **crue de juin 2018** : le différentiel entre le LiDAR de septembre 2016 et de mars 2018 indique qu'environ 67 000 m³ se sont déposés dans le Lac des Gaves, majoritairement suite aux crues successives de l'année 2018 et en particulier la crue décennale ayant eu lieu en juin.

Transport par charriage

Les volumes présentés précédemment, caractérisent le transport total de matériaux (charriage + suspension). Afin de distinguer le phénomène de charriage du phénomène de suspension, des données de curages ont été récupérées au niveau du seuil de Beaucens (Fig. 6.5). En effet, cet ouvrage a été conçu avec une grille de dégravement, permettant de curer, au gré des phénomènes de crues, les matériaux provenant de l'amont par charriage. L'objectif était de maintenir le lac "vide" de sédiments afin qu'il garde son attractivité paysagère et que les ouvrages hydroélectriques puissent fonctionner de manière optimale. Ces opérations de curages réguliers ont rapidement été abandonnées après la crue d'octobre 2005 au vu des coûts élevés qu'elles nécessitaient, ne compensant pas les bénéfices de la production hydroélectrique.

Les données du curage récupérées couvrent la période de 1996-2005 (Fig. 6.6). Ces dernières ont permis d'estimer le volume de charriage annuel à $V_{ann} = 2760\, m^3/an$ ce qui représente entre 8 et 16% du transport total si l'on compare cette valeur à celles du remplissage du Lac des Gaves sur la même période. Ce résultat semble en cohérence avec les retours d'expérience disponibles dans la littérature pour des configurations similaires (Misset et al., 2020). Des témoignages des gestionnaires de l'ouvrage indiquent qu'il ne s'agissait certainement pas de la totalité des matériaux arrivant par charriage au Lac des Gaves. Une partie de ces matériaux aurait transité par dessus le seuil à plusieurs reprises. Nous pouvons donc considérer qu'il s'agit d'une fourchette basse.

6.2.4.2 Mesure instantanée du transport solide

Des mesures du charriage avec des variantes de l'échantillonneur à pression différentielle Helley-Smith (Toutle : 30.5 x 15.2 cm et Elwha : 20 x 96 cm) ont été réalisées sur les deux rivières torrentielles (Gaves de Cauterets et de Gavarnie) et sur le Gave de Pau, en aval du Lac des Gaves (Chap. 4). Ces prélèvements ont permis d'obtenir des couples débit liquide/débit solide qui alimenteront la courbe tarage de ces cours d'eau. Deux campagnes de mesure ont été réalisées (29-30/07/2018 et 13-14/12/2019) et ont permis d'obtenir deux couples de mesures (Fig. 6.23).

A l'heure actuelle, la courbe de tarage débit solide/débit liquide ne présente que deux points de mesures ce qui n'est pas suffisant pour confirmer sa fiabilité. D'autres campagnes devront être envisagées afin de l'agrémenter et d'arriver à une relation plus robuste. Néanmoins, les premiers points mesurés, ont tout de même été considérés dans le cadre du choix de la formule de transport adaptée. Ces mesures restent critiquables au vu des difficultés de prélèvement rencontrées au droit des ponts sélectionnés. En effet, la



FIGURE 6.5 – Localisation du piège à matériaux en amont immédiat du seuil de Beaucens, curé au gré des événements de crue ayant eu lieu sur le bassin versant (source : SHEM, (Hydretudes and DynamiqueHydro, 2006))

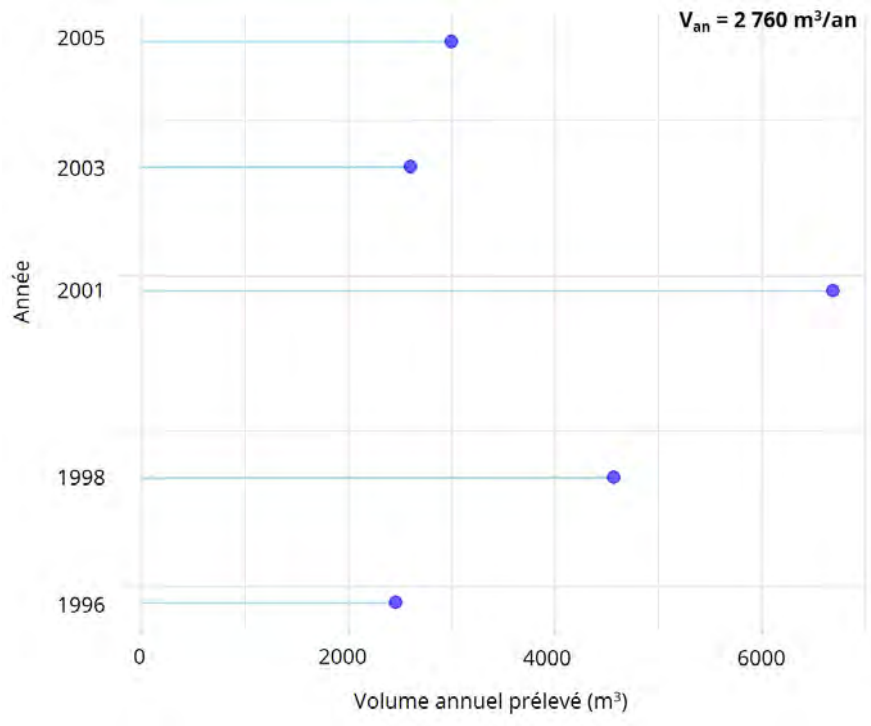


FIGURE 6.6 – Volumes de sédiments retirés au niveau du seuil amont, données utilisées pour l'estimation de la proportion de transport effectué par charriage (source : SHEM, (Hydretudes and DynamiqueHydro, 2006))

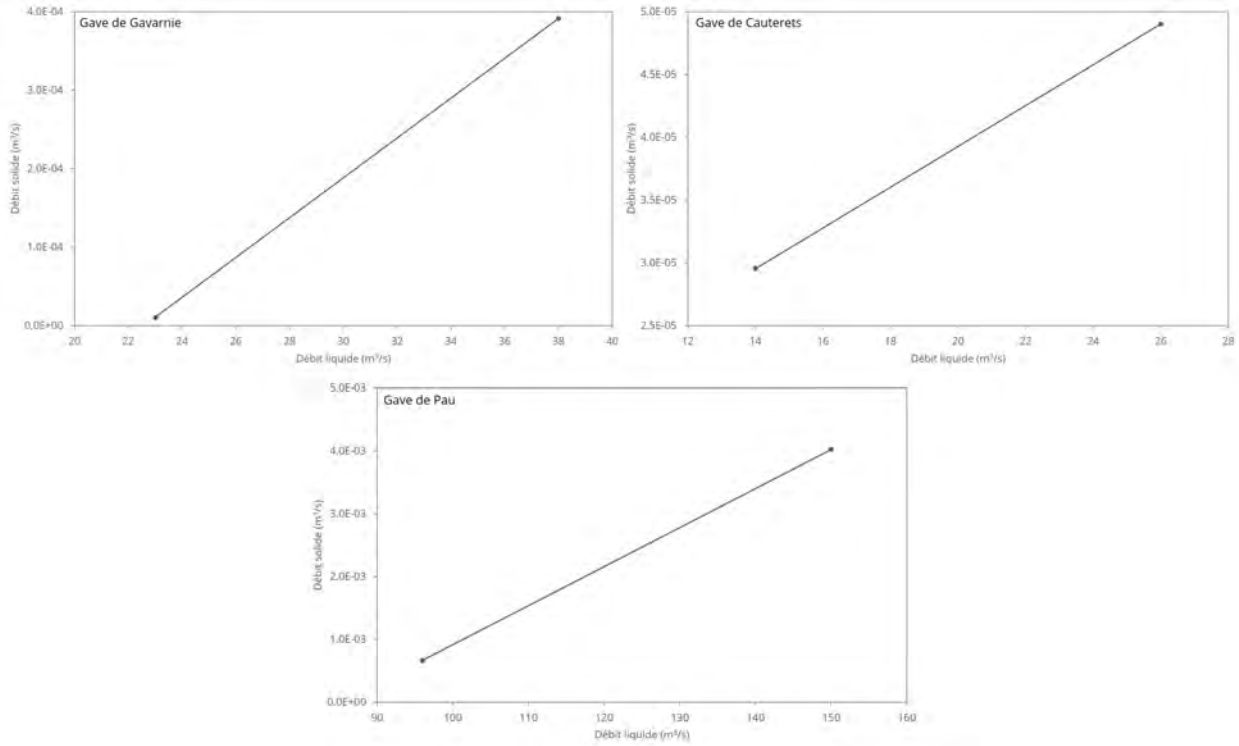


FIGURE 6.7 – Premiers points constituant la courbe de tarage débit liquide/débit solide des trois cours d'eau suivis

configuration des cours d'eau ainsi que la disponibilité d'ouvrages à partir desquels le matériel pouvait être déployé n'ont pas laissé beaucoup d'options quant au choix des sites de mesure. Le Gave de Cauterets au niveau du pont de Soulom présentait par exemple une forte pente et beaucoup de turbulences au moment des prélèvements. Par ailleurs la pile de pont centrale, a limité le choix des verticales de prélèvement. L'échantillonnage a donc dû s'adapter à ces conditions, en particulier en ce qui concerne le positionnement des verticales. Sur le Gave de Gavarnie, le pont de Villelongue ne suivait pas exactement le cheminement de la section en travers du cours d'eau. Cette information est importante à considérer étant donné que les calculs du charriage sont effectués selon les dimensions des sections en travers des cours d'eau étudiés. Enfin, la configuration du pont de la voie verte sur le Gave de Pau (ossature métallique en croisillons) n'a pas permis de réaliser une grande quantité de verticales. On peut donc remettre en question la définition des tranches à affecter à chaque verticale retenue.

Toutes ces informations sont à prendre en considération dans le cadre de la critique des résultats des calculs du transport solide.

6.2.5 Analyse du transport solide à l'échelle annuelle sur le Gave de Pau

6.2.5.1 Période de 1995 à 2006

Comme évoqué précédemment, la plateforme BedloadWeb a été considérée pour les calculs du transport solide. Cette dernière permet de se familiariser avec un nombre important de formules de transport solide, de comprendre leur sensibilité et de déterminer si ces dernières sont valides sur le terrain étudié. Toutes les formules de la plateforme ont été étudiées. Les premiers calculs ont été effectués sur la section P0, en amont immédiat du Lac des Gaves (Fig. 6.8). La première période couverte par les calculs correspond à celle des données de terrain : **1995-2006**.

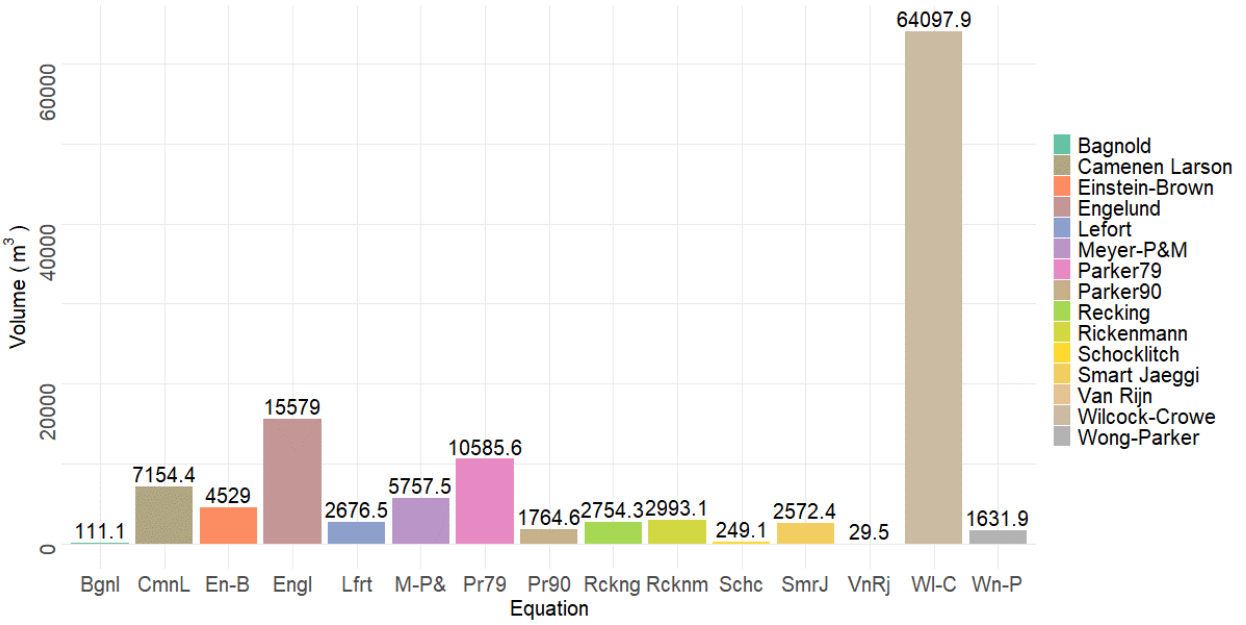


FIGURE 6.8 – Volumes annuels estimés avec les différentes formules disponibles sur la plateforme Bedload-Web sur la section P0 en amont immédiat du Lac des Gaves. Période de 1995-2006

L'objectif de ces calculs est de montrer à quel point les résultats peuvent très fortement varier en fonction du choix de la formule de transport. Ceci montre à quel point il est nécessaire de bien comprendre le fonctionnement de l'équation ainsi que son domaine de validité avant de la sélectionner dans le cadre d'une étude

Sans même analyser dans le détail les résultats, il apparaît que les estimations du transport solide varient très fortement d'une formule à une autre. Certains modèles semblent surestimer très fortement le transport solide (Wilcock-Crowe, Engelund ou encore Parker 79), d'autres le sous-estiment considérablement (Bagnold, Schocklitch, Van Rijn).

Afin de qualifier la performance d'une équation, le ratio $r = Q_{scal}/Q_{smes}$ a été calculé au niveau de la section P0 (Table 6.2). Il s'agit de la seule section pour laquelle des données de terrain à des fréquences annuelle et événementielle étaient disponibles. Les formules les plus performantes ont ensuite été testées sur d'autres les affluents torrentiels, sans qu'elles n'aient pu proprement être validées au vu du manque de données de terrain.

Le tableau 6.2 indique que les formules de Lefort (2007) ($r = 0.97$), Recking (2013b) ($r = 1.00$), Rickenmann and Recking (2011) ($r = 1.08$) et de Smart (1983) ($r = 0.93$) sont celles qui ont obtenu les meilleurs scores. Ceci nous oriente vers la sélection de ces équations pour la suite des calculs sur d'autres périodes.

Afin de comprendre les différences marquées des résultats en fonction des formules utilisées, leur formulation et leur domaine de validité ont été analysés (Recking, 2008; Recking et al., 2012) :

- Formule de **Bagnold** : proposée pour une large gamme de cours d'eau allant des rivières à sable aux rivières à granulométrie grossière, elle se base sur la puissance du cours d'eau. Il s'agit d'une formule à seuil indirecte ; la puissance critique ω_c est obtenue d'un nombre de Shields (1936) critique égal à 0.04. Les formules à seuil, bien qu'indirecte dans ce cas, ont souvent tendance à fournir des prédictions médiocres (sous-estimation ou surestimation) au voisinage de ce seuil ce qui peut expliquer les mauvais résultats ;

TABLE 6.2 – Scores obtenus par les différentes formules de transport solide testées sur la section P0 (Gave de Pau)

Formule	Débit solide annuel calculé (m^3/an)	r
Bagnold	**111**	0.04
Camenen-Larson	**7 154**	2.59
Einstein-Brown	**4 529**	1.64
Engelund	**15 579**	5.64
Lefort	**2 677**	0.97
Meyer-Peter-Müller	**5 758**	2.09
Parker 79	**10 586**	3.84
Parker 90	**1 765**	0.64
Recking	**2754**	1.00
Rickenman	**2 993**	1.08
Schocklitch	**249**	0.09
Smart Jaeggi	**2 572**	0.93
Van Rijn	**30**	0.01
Wilcock-Crowe	**64 097**	23.22
Wong-Parker	**1 632**	0.59

- Formule de **Camenen-Larson** : développée pour le transport en milieu côtier initialement à partir de données de laboratoire. Elle couvre une large gamme granulométrique ($0.1 < D < 200\,mm$) mais la mixture utilisée dans le cadre du développement comprenait principalement des sables. Cette formule n'est donc pas adaptée au terrain d'étude ;

- Formule d'Einstein (1950) : il s'agit d'une formule à seuil, développée en laboratoire sur des sables et graviers ($0.3 < D < 29\,mm$). Les granulométries couvertes dans le cadre du développement de cette formule restent plus faibles que celles observées sur le terrain d'étude. En plus des limites que présentent les formules à seuil, ceci pourrait être à l'origine de l'estimation faussée du transport solide sur le Gave de Pau ;

- Formule d'**Engelund and Hansen** : cette dernière a été élaborée pour le transport de sables sur un lit de dunes avec un transport important Les pentes et les diamètres considérés sont faibles. Elle considère le transport total (charriage + suspension) ce qui peut expliquer la valeur élevée obtenue ($Q_{scal} = 15579\,m^3/an$). Il apparaît donc évident que cette formule n'est pas adaptée à notre terrain d'étude ;

- Formule de Meyer-Peter and Müller (1948) : une des plus utilisées de la littérature. Elle a été développée

à partir de données de laboratoire pour une gamme de pente assez importante ($0.4 < S < 2.4\%$) et des matériaux uniformes et non uniformes ($0.4 < D < 29\ mm$). La granulométrie du terrain d'étude est donc plus grossière que la gamme couverte lors de l'élaboration de la formule, ce qui peut avoir eu un impact sur les prédictions effectuées. Il s'agit de plus d'une formule à seuil ce qui implique qu'en dessous ou autour du seuil critique de mise en mouvement, les performances peuvent être très médiocres en raison d'une prédiction nulle ou d'une surestimation du transport solide. Ceci peut expliquer la surestimation observée sur la section P0. Cette formule est considérée performante lorsque $\tau_{84}/\tau_{c84} > 2$ et donc des conditions d'écoulement plutôt fortes (Recking et al., 2012). Nous conservons tout de même les calculs avec cette formule étant donné qu'il s'agit d'une des équations considérées pour la modélisation hydro-sédimentaire 2D ;

- Formule de **Parker 79** : formule développée à partir de données de terrain et de laboratoire pour des matériaux très fins ($D < 1\ mm$) pratiquement uniformes. Cette formule n'est donc pas adaptée au terrain d'étude à granulométrie grossière et étendue ;
- Formule de Parker (1990) : il s'agit d'une équation établie pour reproduire la charge grossière uniquement à partir de données de terrain. La fraction sableuse doit être supprimée de la courbe granulométrique avant l'exécution des calculs. Ceci peut donc expliquer la sous-estimation des volumes annuels. Nous retenons tout de même cette formule pour le reste des calculs car les conditions d'établissement sont adaptées au terrain d'étude ;
- Formule de **Schocklitch** : obtenue à partir de données de laboratoire et de terrain. Cette dernière devrait être utilisée avec le D_{40} de la couche de subsurface (Bathurst et al., 2007) mais étant donné que cette donnée n'est que très rarement disponible, c'est le D_{50} de surface qui est utilisé ce qui peut expliquer les mauvais résultats obtenus ;
- Formule de **Van Rijn** : adaptée pour des rivières à sables ce qui explique sa performance médiocre sur le terrain d'étude ;
- Formule de Wilcock and Crowe (2003) : cette dernière a été établie à partir de données de laboratoire pour une granulométrie non uniforme (sables et graviers). Les pentes couvertes vont de 0.1 à 1.8%. Au vu des conditions énoncées, rien ne nous indique que cette formule n'est pas adaptée à notre terrain d'étude. La granulométrie du site est étendue et la pente est comprise dans l'intervalle de développement de la formule (0.7%). Toutefois cette formule considère le transport solide fractionné en attribuant des valeurs de transport à chaque diamètre de la courbe granulométrique. Ce modèle nécessite donc d'avoir une connaissance très fine de la granulométrie disponible allant jusqu'à distinguer la granulométrie de surface de celle de subsurface, qui n'était pas disponible sur cette section. Il est donc fort possible que la qualité de la courbe granulométrique utilisée n'ait pas été suffisante pour l'utilisation de ce type de formule ;
- Formule de Wong and Parker (2006) : il s'agit d'une réanalyse et correction de la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) en utilisant leurs propres données granulométriques.

Plus de détails concernant les formules présentées peuvent être trouvés dans plusieurs ouvrages et publications à cet effet (Malavoi et al., 2011; Recking et al., 2013; Recking, 2020). Le passage en revue succinct des performances des formules sur le terrain d'étude a surtout pour vocation de mettre en garde les gestionnaires des cours d'eau concernant l'importance du choix de la formulation de transport solide et les impacts qu'il peut engendrer en termes de surestimation ou de sous-estimation. Ces résultats peuvent avoir des conséquences importantes en lien avec le choix des ouvrages ou des mesures de restauration à mettre en place. Il est de plus très important de disposer de suffisamment de données de terrain afin de valider les formules de transport solide.

6.2.5.2 Période de 2006 à 2012 pré-crue

La seconde période considérée pour les calculs est celle de 2006 à 2012. Il s'agit de la durée écoulée entre les deux campagnes topo-bathymétriques ayant eu lieu quelques mois avant la crue d'octobre. Pour cette période, les données spécifiques au charriage n'ont pas pu être récupérées. En effet, l'engravement constant du Lac et des grilles au niveau du seuil de Beaucens rendait le curage régulier très coûteux et a rapidement démontré le mauvais positionnement du plan d'eau et des ouvrages hydroélectriques. Les curages se sont donc rapidement arrêtés et les ouvrages hydroélectriques ont été laissés de côté au vu des mauvais rendements.

La fraction de transport correspondant au charriage a donc été estimée par rapport au volume total de matériaux recensé dans le Lac des Gaves. Une fourchette haute et basse a été définie sur la base du pourcentage associé au charriage (8% et 16%) correspondant à la plage d'incertitudes en lien avec ce phénomène (Fig. 6.9). Les scores des formules retenues ont ensuite été calculés par rapport à la borne inférieure et supérieure de l'intervalle d'incertitudes (Table 6.3).

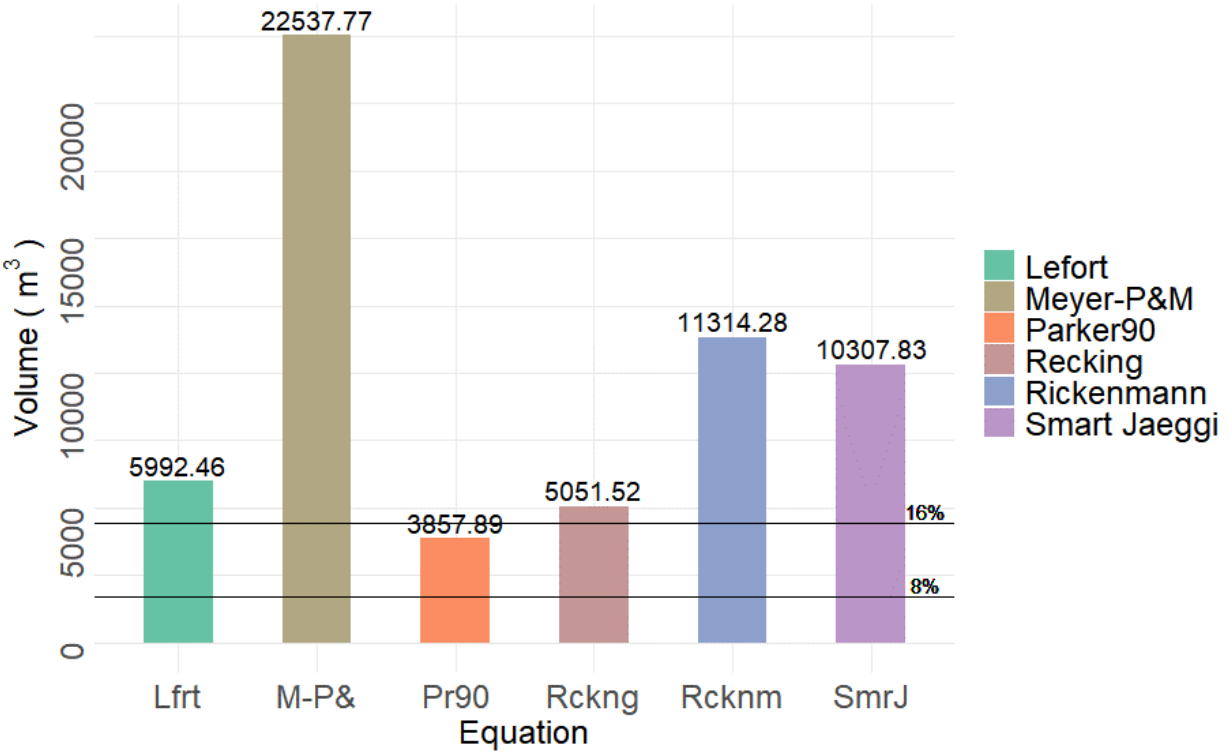


FIGURE 6.9 – Volumes annuels estimés avec les formules retenues sur la section P0 pour la période de 2006 à 2012 pré-crue. Les droites horizontales représentent les fourchettes haute et basse correspondant au pourcentage de charriage estimé à partir du volume total de matériaux piégé dans le Lac des Gaves sur cette période

Les résultats indiquent que toutes les formules retenues estiment un volume annuel charrié se rapprochant de la borne supérieure de l'intervalle d'incertitudes ($V_{ann} = 4400\ m^3/an$). À l'exception de celle de Parker90, toutes les prédictions dépassent la borne supérieure. La formule de Meyer-Peter and Müller (1948) semble fortement surestimer le phénomène de charriage. En effet, cette équation prédit un volume annuel d'environ 22 500 m³/an soit 5 fois plus que la borne supérieure de l'intervalle d'incertitudes et 13 fois plus que la borne inférieure. Ceci est encore une fois très certainement dû au fait qu'il s'agit d'une formule à seuil. L'étude Recking et al. (2012) effectuée sur 6319 données de terrain relevées à différentes échelles

temporelles a justement démontré que ce type d'équations ne sont valides que lorsque le rapport τ_{84}/τ_{c84} est supérieur à deux ce qui correspond à des conditions d'écoulement élevées. En dessous et à proximité de ce seuil, les prédictions sont très mauvaises en raison d'une estimation nulle ou d'une surestimation du transport. L'étude a également démontré que ce type d'équations fournit de meilleurs résultats lorsqu'il s'agit de cours d'eau à pentes douces et à granulométrie plus fine que celle du Gave de Pau ($D_{84} = 163\ mm$). Entre 2007 et 2012 pré-crue, très peu d'événements suffisamment morphogènes ont été recensés sur le bassin versant du Gave de Pau (Chap. 4). Les calculs effectués avec cette formule associés à l'hydrologie correspondant à cette période ont très souvent oscillé autour du seuil de mise en mouvement ce qui explique la surestimation du transport observée.

Les formules de Rickenmann (1991) et de Smart (1983) surestiment également, mais à moindre mesure, le transport par charriage ($r_{bornsup} = 2.6$ et 2.3 respectivement). L'établissement de la formule de Rickenmann (1991) s'est basé sur des expérimentations de laboratoire avec les données de Meyer-Peter and Müller (1948) et de Smart (1983) ainsi que de nouvelles données pour étudier l'effet de la densité de l'eau sur l'efficacité de transport (Recking, 2020). La formule de Smart (1983) a été établie en laboratoire pour de fortes pentes ($S = 3-20\%$) et pour une granulométrie beaucoup plus fine que celle du Gave de Pau ($D = 2-10.5\ mm$). Cette dernière n'est pas recommandée pour un rapport $D_{90}/D_{30} > 8.5$ ce qui explique les résultats médiocres sur le Gave de Pau étant donné que le rapport est de 10.7. Ces deux équations ont donc été établies avec une granulométrie quasi-uniforme et les essais de laboratoire ont été effectués pour des contraintes très fortes (Rickenmann, 1991; Smart, 1983) ce qui peut expliquer la surestimation du transport observée sur le Gave de Pau.

TABLE 6.3 – Scores obtenus par les différentes formules de transport solide testées sur la section P0 (Gave de Pau)

Formule	Débit solide annuel calculé (m^3/an)	r_{borinf}	r_{borsup}
Lefort	**5 593**	3.33	1.27
Meyer-Peter-Müller	**22 538**	13.42	5.10
Parker 90	**3 858**	2.30	0.87
Recking	**5 052**	3.01	1.14
Rickenman	**11 314**	6.73	2.56
Smart Jaeggi	**10 308**	6.14	2.33

Finalement, ce sont les formules de Lefort (2007), Parker (1990) et Recking (2013b) qui semblent fournir les meilleurs résultats ($r_{bornsup} = 1.27$, 0.87 et 1.14 respectivement). La formule de Lefort (2007) a été ajustée à partir de données de laboratoire et de terrain pour une large gamme granulométrique ($0.1 < D < 55\ mm$) et de pente ($S < 20\%$) ce qui la rend adaptée au terrain d'étude. Elle est particulièrement sensible à l'hydrologie utilisée. La formule de Parker (1990) ne considère que la charge grossière et exclut la fraction sableuse ce qui peut expliquer les valeurs plus faibles obtenues. Elle a été ajustée sur des pentes allant de 0.8 à 2% et des D_{84} allant de 54 à 80 mm ce qui correspond bien au terrain d'étude. Les prédictions effectuées avec cette formule durant la période de 2007 à 2012 sont robustes et comprises dans l'intervalle d'incertitudes estimé. Enfin, la formule de Recking (2013b) s'avère également performante sur cette période. Cette dernière a été ajustée sur un grand nombre de données de terrain et de

laboratoire et elle considère un terme de mobilité partielle (τ_m^*) ce qui permet de s'affranchir des contraintes liées aux formules à seuil.

De manière générale, toutes les formules semblent se rapprocher de la borne supérieure de l'intervalle d'incertitudes ce qui indique que le transport par charriage durant cette période représente environ 16% du transport total.

Enfin, la sensibilité des formules retenues aux diamètres caractéristiques (D_{50} et D_{84}) et à la pente a été testée (Fig. 6.10 et Fig. 6.11 respectivement). Bien que les diamètres aient été relevés sur le terrain avec la méthode de Wolman (1954) garantissant une bonne représentativité statistique, il s'agit d'une mesure toujours très délicate surtout lorsqu'il s'agit de cours d'eau à granulométrie très étendue à l'image du Gave de Pau. Cette donnée d'entrée peut avoir une influence considérable sur les volumes prédits en fonction de la formule de transport utilisée. Des calculs ont donc été effectués en faisant varier les diamètres caractéristiques entre +/- 25% par rapport aux valeurs de terrain. Les résultats indiquent que la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) semble être la plus sensible à la granulométrie utilisée. Il s'agit de la formule qui présente la plus grande variation. Les formules de Rickenmann and Recking (2011) et de Smart (1983) paraissent également très sensibles à la granulométrie. Cette information est très importante étant donné qu'elle nous enseigne que ces équations doivent être utilisées avec beaucoup de précaution. Les données granulométriques utilisées doivent être suffisamment précises et l'opérateur doit être en mesure de leur faire confiance étant donné que les résultats peuvent différer de plusieurs ordres de grandeur.

La formule de Lefort (2007) n'indique quasiment pas de sensibilité à la granulométrie. La formule de Parker (1990) semble elle aussi être peu sensible aux variations granulométriques. L'analyse de sensibilité montre que les meilleurs résultats sont obtenus avec une granulométrie plus fine par rapport à celle relevée sur le terrain. La formule de Recking (2013b) présente des variations modestes mais plus importantes que les formules précédentes. Les meilleurs résultats sont obtenus pour une granulométrie plus grossière que celle relevée sur le terrain. Ces résultats nous enseignent que ces trois formules semblent plus adaptées aux données de terrain.

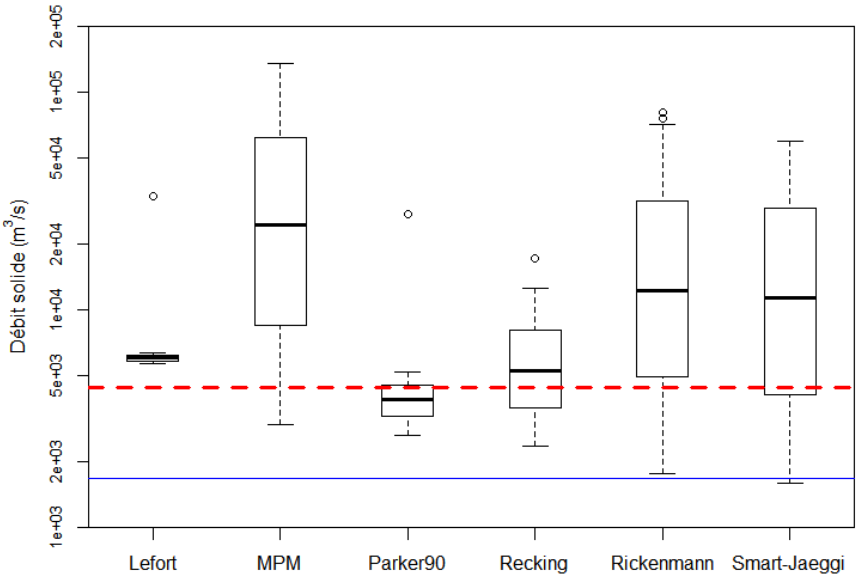


FIGURE 6.10 – Sensibilité des formules aux diamètres D_{50} et D_{84}. Période de 2007 à 2012 pré-crue

L'analyse de sensibilité des formules à la pente (Fig. 6.11) a également été testée étant donné qu'il s'agit d'une variable d'entrée pouvant très fortement modifier les résultats, en particulier en terrains de montagne. Encore une fois, les formules de Meyer-Peter and Müller (1948), Rickenmann (1991) et Smart (1983) semblent être les plus sensibles à ce paramètre. Les trois autres formules paraissent moins sensibles à ce paramètre. Parmi les trois, c'est la formule de Parker (1990) qui semble être la plus sensible à ce paramètre et les meilleurs résultats sont obtenus lorsque la pente est augmentée afin de permettre un transport plus efficace de la charge grossière.

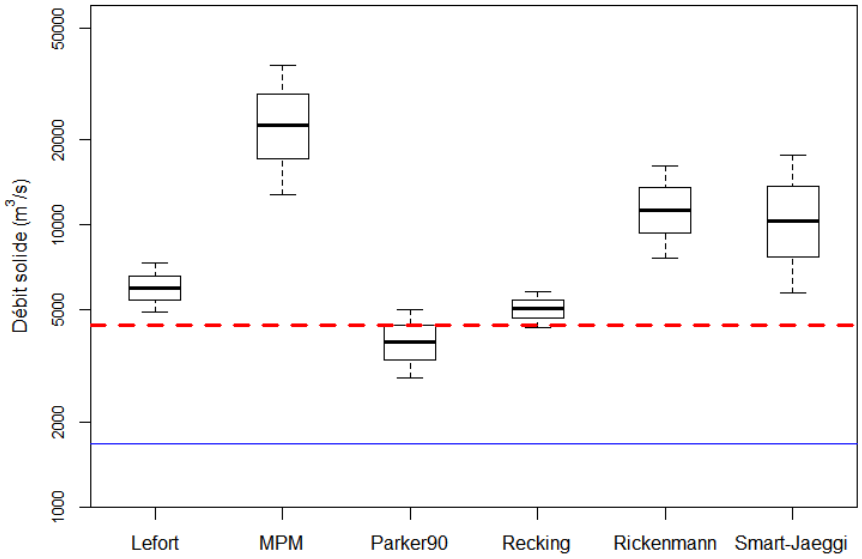


FIGURE 6.11 – Sensibilité des formules à la pente. Période de 2007 à 2012 pré-crue

6.2.5.3 Crues de 2012 et 2013

La troisième période analysée est celle de 2012 à 2013 post-crues. Les volumes estimés sur cette période correspondent aux apports des crues successives d'octobre 2012 et de juin 2013. Comme expliqué précédemment, aucune donnée post-crue de 2012 n'était disponible ce qui n'a pas permis de dissocier ces deux événements.

Les résultats obtenus (Table 6.4), indiquent que les formules de Rickenmann and Recking (2011) et Smart (1983) sont celles qui fournissent les meilleures estimations lorsque la borne inférieure est considérée. La formule de Meyer-Peter and Müller (1948) semble encore une fois donner des résultats plus élevés qui se rapprochent de la borne supérieure. Ceci est totalement en accord avec les conditions d'établissement de ces modèles. Le contexte des crues morphogènes d'octobre 2012 et de juin 2013 remplit donc bien ces conditions ce qui justifie les bons résultats. A l'image des précédents calculs, cette formule semble plutôt se rapprocher de la borne supérieure contrairement aux formules de Smart (1983) et Rickenmann (1991) qui tendent vers la borne inférieure.

Les formules de Lefort (2007), Parker (1990) et Recking (2013b) sous-estiment globalement le transport par charriage pour ces deux événements. Plusieurs raisons peuvent être à l'origine de ces résultats. Les calculs sont effectués avec seulement la granulométrie de surface relevée sur les bancs sédimentaires émergés. Cette dernière est réputée être plus difficilement mobilisable. Si l'on prend l'exemple du modèle de Recking

(2013b), l'étude de Piton, Guillaume et al. (2016) a révélé que ce dernier avait tendance à sous-estimer considérablement le transport par charriage lorsque seule la granulométrie de surface est considérée. Ceci est d'autant plus prononcé lorsqu'il s'agit de crues décennales à centennales. Cette étude indique que la sous-estimation du charriage à l'échelle annuelle est moins marquée ce qui explique les bons résultats pour les périodes de 1995 à 2012 pré-crue. En revanche, pour des épisodes à l'image des crues de 2012 et 2013, le transport par charriage est fortement sous-estimé généralement de plusieurs ordres de grandeur. Les meilleurs résultats sont obtenus lorsque le concept du "travelling bedload" est pris en considération. Dans ce cas, la formule considère deux courbes granulométriques : une caractéristique du lit pour le calcul de l'hydraulique et une caractéristique des matériaux charriés, pouvant être relevés dans des zones de dépôt. Cette approche semble améliorer considérablement la prédiction des volumes transportés (Piton and Recking, 2017; Recking, 2013b). Cette piste mériterait donc d'être considérée dans de futurs travaux afin d'améliorer les prédictions avec cette formulation.

TABLE 6.4 – Scores obtenus par les différentes formules de transport solide testées sur la section P0 (Gave de Pau) pour les crues de 2012 et 2013

Formule	Volume estimé (m^3)	$r_{borninf}$	$r_{bornsup}$
Lefort	26 212	0.62	0.30
Meyer-Peter-Müller	103 832	2.46	1.20
Parker 90	11 077	0.26	0.13
Recking	14 038	0.33	0.16
Rickenman	60 491	1.43	0.70
Smart Jaeggi	50 817	1.20	0.59

La même approche d'analyse de sensibilité que pour la période précédente a été considérée. Pour ces conditions d'écoulement extrêmes, ce sont encore une fois les formules de Meyer-Peter and Müller (1948), Rickenmann (1991) et Smart (1983) qui paraissent les plus sensibles aux variations granulométriques (Fig. 6.12) ce qui confirme la nécessité de considérer ce paramètre d'entrée avec beaucoup de précaution. Parmi les trois autres formules, c'est la formule de Lefort (2007) qui semble la moins sensible à la granulométrie injectée. La formule de Recking (2013b) semble quant à elle beaucoup plus sensible aux variations granulométriques pour cette gamme de débit. Les meilleurs résultats sont obtenus lorsqu'un D_{84} plus fin est considéré, ce qui rejoint les explications évoquées précédemment et l'intérêt de considérer le concept du "travelling bedload" comme une piste intéressante pour améliorer les prédictions.

Enfin, pour les mêmes conditions d'écoulement, la sensibilité des formules aux variations de pente a été étudiée (Fig. 6.13). Les résultats indiquent que la formule de Recking (2013b) semble être la moins sensible aux variations de pente en comparaison avec les autres équations. Les formulations de Rickenmann (1991) et Smart (1983) semblent être celles qui fournissent les meilleurs résultats pour ces conditions d'écoulement étant donné que les volumes estimés sont compris dans l'intervalle d'incertitudes.

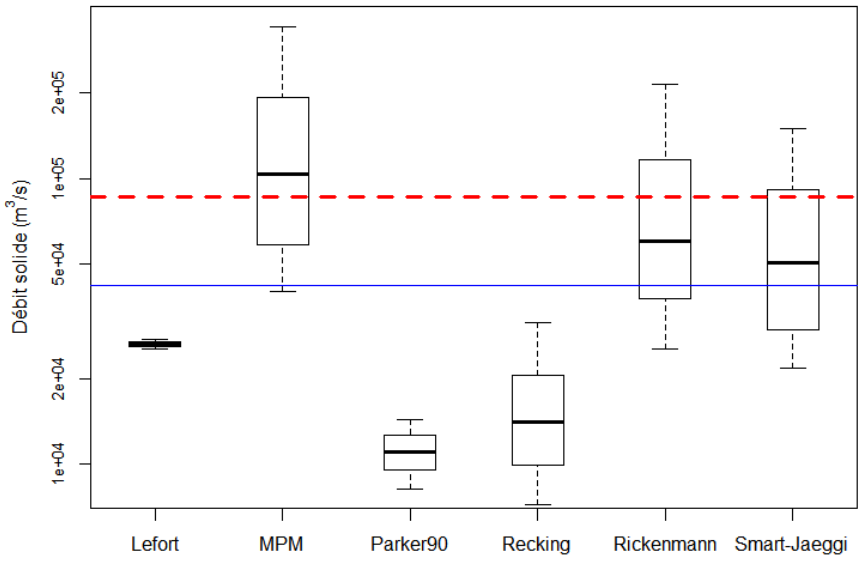


FIGURE 6.12 – Sensibilité des formules aux diamètres caractéristiques (D_{50} et D_{84}). Crues de 2012 et 2013

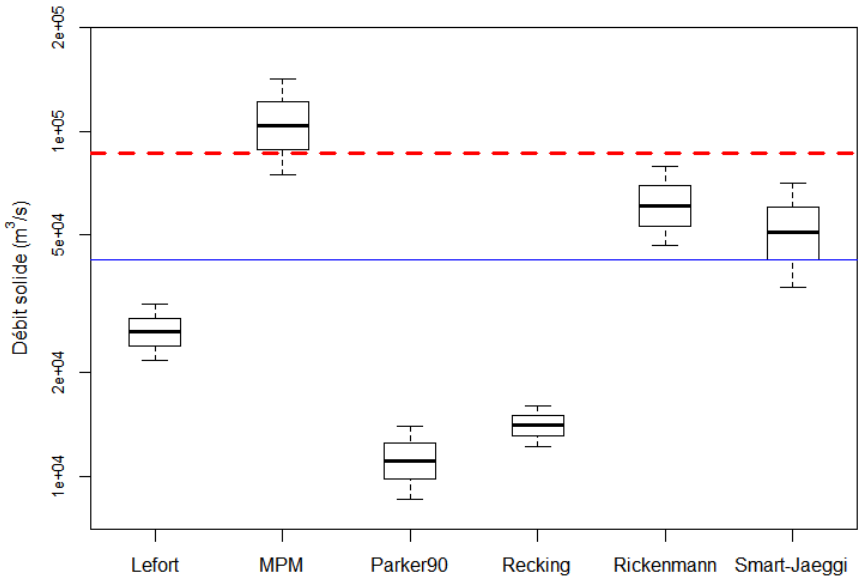


FIGURE 6.13 – Sensibilité des formules aux variations de pente. Crues de 2012 et 2013

6.2.5.4 Période de 2016 à 2019

La dernière période étudiée sur le Gave de Pau est celle de 2016 à 2019. Cette dernière inclut les crues successives de l'année de 2018 et en particulier l'événement décennal du 13 juin 2018. Les résultats ont été

comparés aux observations de terrain issues du différentiel entre le LiDAR de 2016 et celui de 2019.

Les meilleurs résultats sont obtenus avec les formules de Lefort (2007), Parker (1990) et Recking (2013b) (Table 6.5). Les trois autres formules semblent surestimer considérablement le transport quelle que soit la borne de l'intervalle d'incertitudes considérée pour la comparaison. Ces résultats fournissent des enseignements intéressants qui rejoignent globalement les conclusions présentées pour les autres périodes considérées. Il semblerait que sur le Gave de Pau, seules des conditions d'écoulement suffisamment élevées, visiblement supérieures à la crue décennale, fournissent des résultats corrects lorsqu'il s'agit des formules de Meyer-Peter and Müller (1948), Rickenmann (1991) et Smart (1983). Ceci est encore une fois en accord avec les résultats de la littérature (Recking, 2008; Recking et al., 2012). En dessous de ces conditions les prédictions sont médiocres et les volumes sont très fortement surestimés. A l'opposé, les trois autres formules étudiées semblent être performantes pour des conditions d'écoulement plus modestes.

TABLE 6.5 – Scores obtenus par les différentes formules de transport solide testées sur la section P0 (Gave de Pau) pour la période de 2016 à 2019

Formule	Volume estimé (m^3)	$r_{borninf}$	$r_{bornsup}$
Lefort	13 461	2.51	1.25
Meyer-Peter-Müller	54 940	10.23	5.11
Parker 90	8324	1.55	0.77
Recking	11 221	2.09	1.04
Rickenman	26 275	4.89	2.45
Smart Jaeggi	26 263	4.89	2.44

La sensibilité des formules à la granulométrie (Fig. 6.14) et à la pente (Fig. 6.15) a également été analysée. De manière générale, les résultats suivent les mêmes tendances que celles présentées pour les 2 autres périodes.

6.2.6 Analyse du transport solide à l'échelle annuelle sur les Gaves de Cauterets et de Gavarnie

Les résultats présentés dans cette partie n'ont pas pu être validés avec des données de terrain fiables à cette échelle temporelle. Les calculs ont donc été effectués et interprétés sur la base des résultats obtenus sur le Gave de Pau et quelques témoignages post-crue de 2013. Les chiffres annoncés dans cette partie sont donc à prendre avec beaucoup de précaution étant donné que les Gaves de Cauterets et de Gavarnie présentent des caractéristiques différentes, plutôt propres aux rivières torrentielles et non aux cours d'eau de piémont. Les valeurs annoncées dans cette partie peuvent donc être considérées comme l'intervalle d'incertitudes, très étendu, en lien avec le transport solide sur ces cours d'eau. Elles devront être vérifiées avec des données de terrain relevées dans le cadre de futurs travaux afin de réduire l'intervalle d'incertitudes.

De manière générale, les mêmes tendances peuvent être observées. Les formules de Meyer-Peter and Müller (1948), Rickenmann (1991) et de Smart (1983) sont celles qui fournissent les estimations les plus fortes (Fig. 6.16 et Fig. 6.17), alors que celles de Lefort (2007), Parker (1990) et Recking (2013b) donnent des résultats plus faibles.

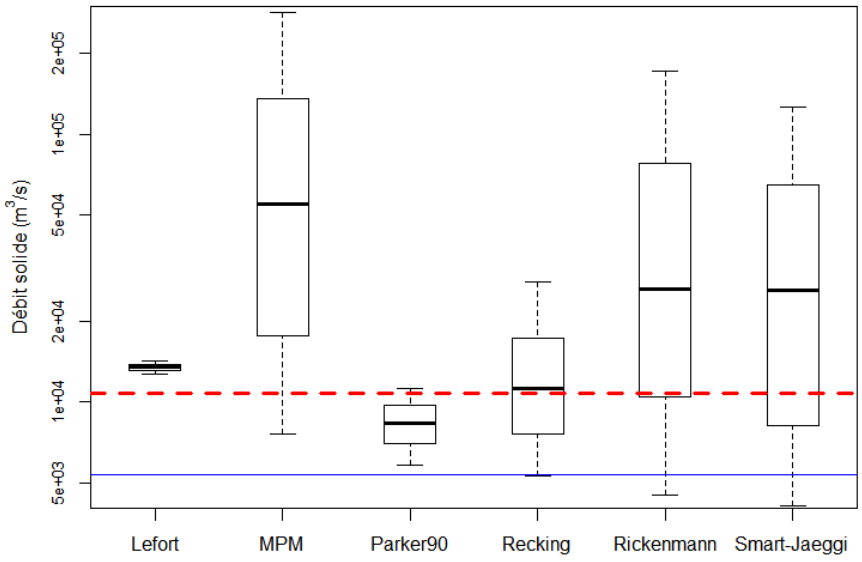


FIGURE 6.14 – Sensibilité des formules aux diamètres caractéristiques (D_{50} et D_{84}). Période de 2016 à 2019

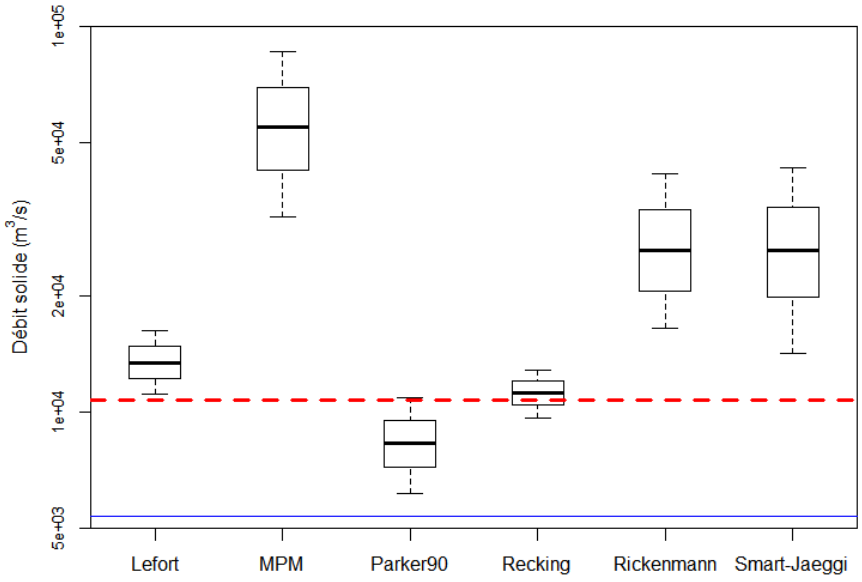


FIGURE 6.15 – Sensibilité des formules aux variations de pente. Période de 2016 à 2019

Sur le Gave de Cauterets (Fig. 6.16), les témoignages récoltés post-crue de 2013, indiquent qu'environ 100 000 m^3 de matériaux se sont déposés sur le cône de déjection. Il s'agirait, en théorie, du transport total *i.e.* charriage + suspension. Cette estimation est très grossière, mais il s'agit de la seule donnée permettant de critiquer les résultats. Si l'on considère la part du charriage retenue du transport total dans le cadre des

estimations sur le Lac des Gaves (entre 8 et 16%), le volume charrié par la crue de juin 2013 serait compris entre 8000 et 16 000 m^3. En prenant en considération cette information, il semblerait qu'aucune des formules retenues ne fournisse des résultats compris dans l'intervalle d'incertitudes. A l'exception de l'équation de Recking (2013b) qui semble sous-estimer les volumes charriés, tous les autres modèles utilisés semblent, au contraire, le surestimer.

Sur le Gave de Gavarnie (Fig. 6.17), les informations de terrain étaient limitées. Seule une étude réalisée par IDEALP (2014) sur le torrent du Bastan à sa confluence avec le Gave de Gavarnie, estime un volume de 300 000 m^3 apporté par la crue de juin 2013. Si les mêmes pourcentages sont utilisés pour discriminer le charriage de la suspension, il semblerait que le cours d'eau ait transporté entre 24 000 et 48 000 m^3 de matériaux par charriage qui ont dû se retrouver dans le Gave de Gavarnie. Ceci indique qu'une quantité importante de matériaux a pu par la suite transiter sur ce dernier. Les formules estiment sur ce cours d'eau entre 67 000 m^3 (Lefort (2007)) et 760 000 m^3 (Meyer-Peter and Müller (1948)) de matériaux charriés. Ceci indique que les formules se rapprochent plutôt de la fourchette haute de l'intervalle d'incertitudes. Des précautions sont toutefois à prendre quant aux chiffres annoncés. En effet, les calculs ont considéré les crues de 2012 et de 2013 étant donné qu'il n'y avait pas d'informations propres à l'événement de 2012. Ces estimations sont basées sur les chiffres du torrent du Bastan, qui est certes le principal contributeur du Gave de Gavarnie, mais ses caractéristiques morphologiques sont différentes (pente plus élevée, granulométrie différente, etc.).

Enfin, le Gave de Gavarnie semble, d'après les résultats des calculs, avoir une capacité de transport plus importante que celle du Gave de Cauterets. Ceci rejoint, d'une part, les conclusions tirées de l'analyse historique, et, d'autre part, paraît cohérent au vu de la taille de son bassin versant. Il héberge par ailleurs un des torrents les plus actifs des Hautes-Pyrénées : le torrent du Bastan.

6.2.7 Analyse du transport solide à l'échelle événementielle

6.2.7.1 Volumes calculés pour les crues connues du bassin versant

Les événements retenus dans le cadre de la modélisation hydrologique, ont également été considérés pour l'estimation du transport solide. Les volumes estimés avec les différentes formules pour chaque événement et chaque section sont présentés dans le tableau 6.6. Ces valeurs sont présentées sans analyse d'incertitudes qui mériterait d'être menée sur les paramètres des formules à l'image des volumes annuels estimés. Les "solidogrammes" (Débit solide en fonction du temps) sont représentés pour la section P0 sur la figure 6.18. Des graphiques similaires ont été générés pour les Gaves de Cauterets et de Gavarnie afin d'alimenter le modèle hydro-sédimentaire 2D développé à l'échelle du tronçon du Lac des Gaves.

Les résultats indiquent que sur les trois cours d'eau, la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) est celle qui fournit les valeurs de transport les plus élevées. Sur le Gave de Pau, c'est la formule de Parker (1990) qui estime les volumes les moins élevés. Enfin la formule de Recking (2013b) semble être celle qui fournit les volumes les plus faibles sur les Gaves de Gavarnie et de Cauterets. Au vu du manque de données sur le bassin versant, en particulier sur les affluents torrentiels, nous pouvons estimer que ces extrêmes représentent les fourchettes haute et basse du transport solide.

6.2.7.2 Tests avec les mesures instantanées du débit solide

Les campagnes de mesure du débit solide avec l'échantillonneur Helley-Smith ont permis d'acquérir des mesures instantanées. Il s'agit donc de l'échelle temporelle la plus courte prise en compte dans le cadre de notre étude. Les performances des formules ont encore une fois été estimées avec le ratio r. Elles sont résumées dans le tableau 6.7.

Les résultats obtenus sont assez surprenants sur les affluents torrentiels. En effet, si l'on se fie aux mesures de terrain, il semblerait que les formules surestiment le transport solide d'au moins un ordre de grandeur sur

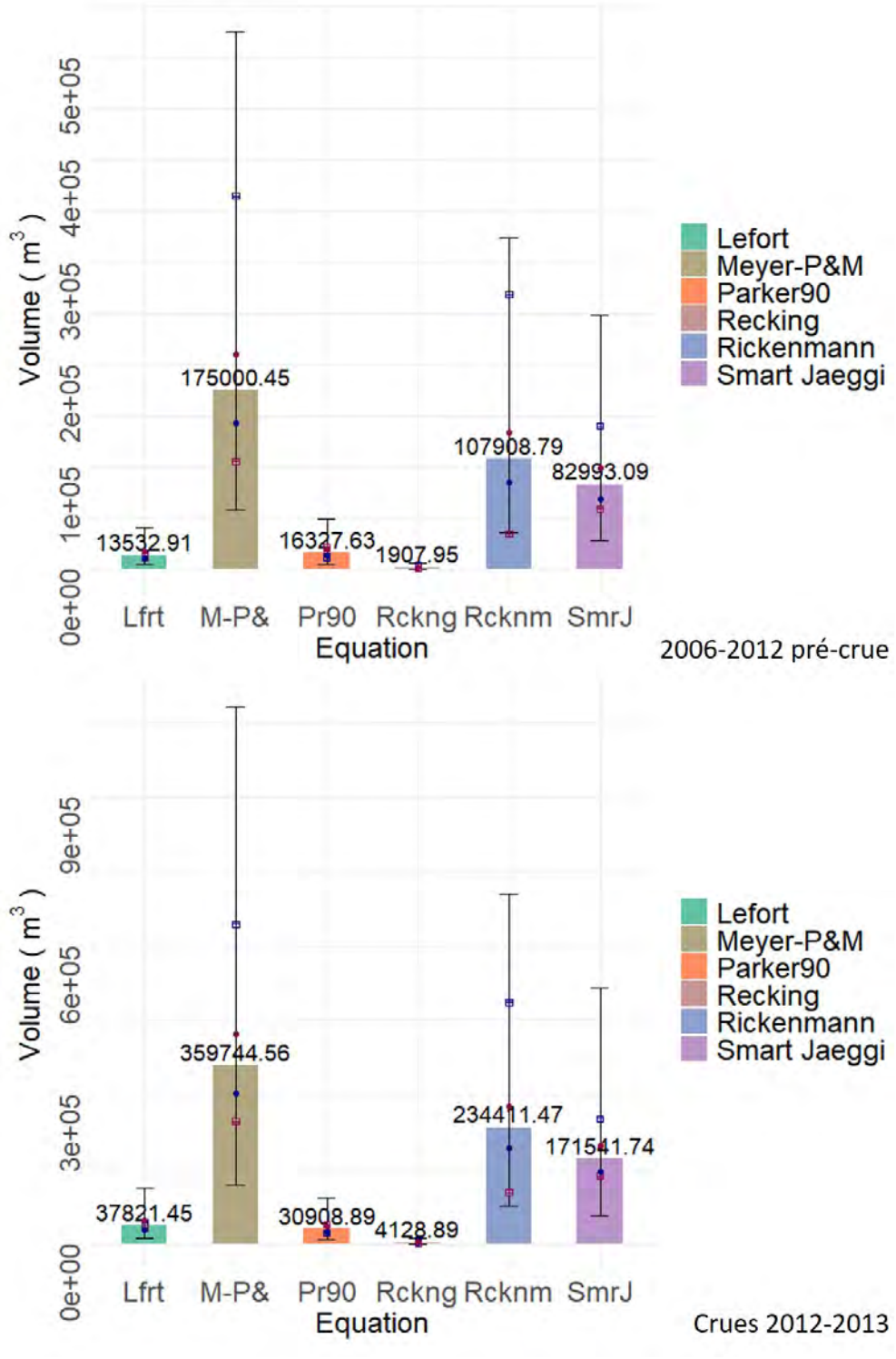


FIGURE 6.16 – Volumes annuels estimés sur le Gave de Cauterets. Les barres d'incertitudes ont été définies de manière arbitraire : estimations empiriques $/3$ et $*3$ (Piton and Recking, 2017; Recking et al., 2012; Recking, 2013b). Les points carrés représentent les incertitudes en lien avec la pente ($+/-5\%$) et les autres points, les incertitudes en lien avec les diamètres caractéristiques ($+/-25\%$)

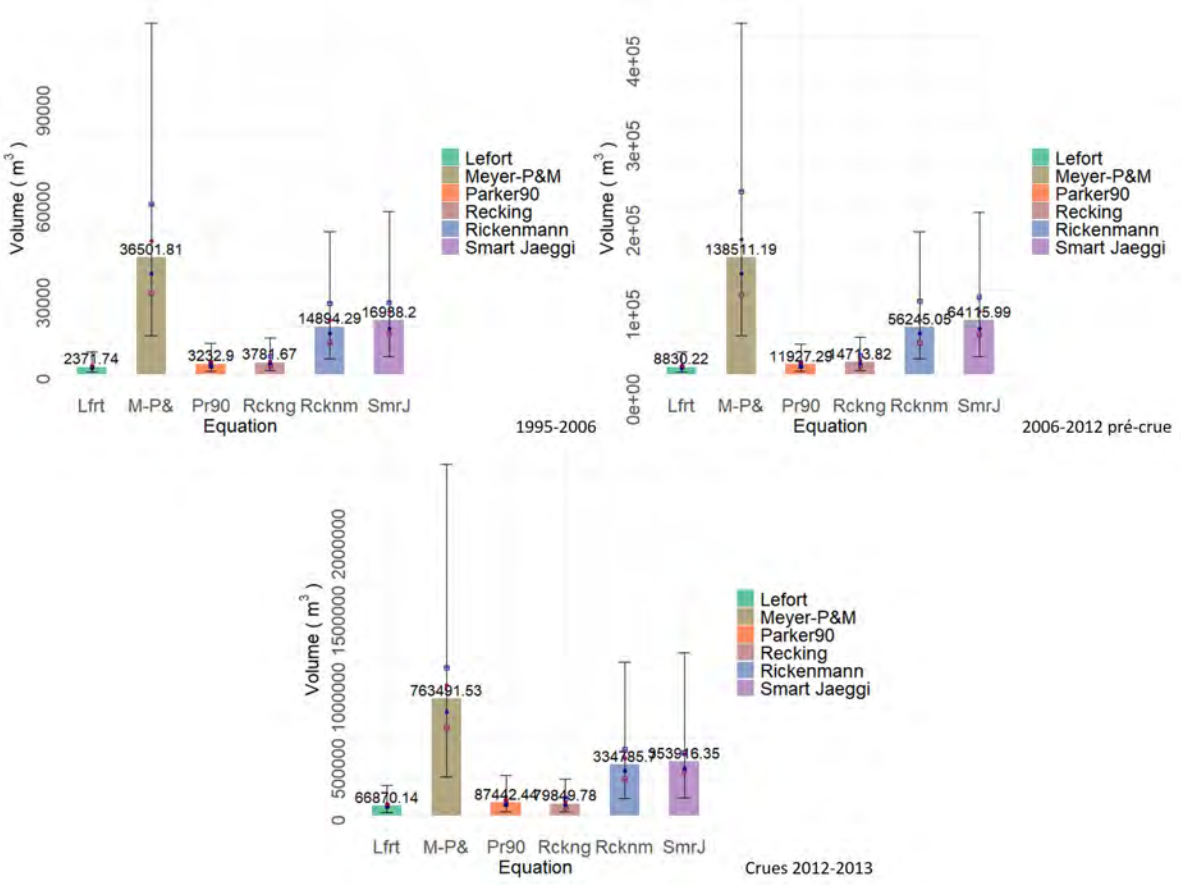


FIGURE 6.17 – Volumes annuels estimés sur le Gave de Gavarnie. Les barres d'incertitudes ont été définies de manière arbitraire comme les estimations empiriques $/3$ et $*3$ (Piton and Recking, 2017; Recking et al., 2012; Recking, 2013b). Les points carrés représentent les incertitudes en lien avec la pente ($+/-5\%$) et les autres points, les incertitudes en lien avec les diamètres caractéristiques ($+/-25\%$)

ces terrains ! Ces résultats suscitent plusieurs questionnements :

1. Les mesures avec les variantes du préleveur Helley-Smith sont-elles fiables ? Ou sous-estiment-elles le transport solide sur les sections considérées ?

2. Les sections sélectionnées sont-elles adaptées à ce type de mesures ?

3. Les formules de transport sont-elles adaptées à une échelle temporelle aussi courte ?

Plusieurs hypothèses sont émises pour répondre à ces questionnements. L'orifice des préleveurs à pression différentielle (Elwha : 20 x 96 cm et Toutle : 30.5 x 15.2 cm) pourrait être à l'origine de la sous-estimation des taux de transport, surtout si la granulométrie transportée est grossière ($D_{84} = 24cm$ et 11 cm pour les Gaves de Cauterets et de Gavarnie respectivement). Cela peut provoquer une saturation rapide de l'instrument de mesure et par conséquent la sous-estimation du débit solide. Dans tous les cas, ces incertitudes sont très compliquées à estimer étant donné que les nombreuses études sur l'efficacité des échantillonneurs type Helley-Smith ont fourni des résultats contradictoires (Bunte and Abt, 2005; Sterling and Slaymaker, 2007; Ryan et al., 2005; Vericat and Batalla, 2006) *in* Recking (2012).

La stratégie d'échantillonnage ainsi que la section sélectionnée peuvent également affecter de manière non négligeable les mesures (Recking, 2012). Les analyses de terrain de Bunte and Abt (2005) ont par

TABLE 6.6 – Volumes estimés par les différentes formules sur les trois sections de calculs : P0 (Gave de Pau), C4 (Gave de Cauterets) et G3 (Gave de Gavarnie). La couleur rouge est attribuée aux valeurs les plus élevées et la verte aux valeurs les plus faibles

Section	Événement	V_{Lfrt}	V_{MPM}	V_{Pr90}	V_{Rckng}	V_{Rcknm}	V_{SmrJ}
P0	28/10/2005	1 130	**4 869**	**332**	419	3 471	2 465
	02/11/2011	627	**3 517**	**393**	447	2 012	1 754
	18/10/2012	5 719	**21 475**	**1 366**	1 820	14 904	10 677
	13/06/2013	12 258	**46 154**	**3 124**	3 887	33 127	23 297
	08/06/2018	5 878	**26 974**	**1 701**	2 104	19 605	13 881
C4	05/10/1997	3 358	**14 513**	2 067	**549**	9 392	7 719
	28/10/2005	7 117	**29 827**	3 966	**1 043**	20 016	15 760
	02/11/2011	2 020	**19 545**	1 323	**189**	12 971	9 290
	13/06/2013	19 074	**81 748**	9 420	**2 252**	55 041	42 524
	08/06/2018	7 282	**54 995**	3 540	**567**	38 732	26 220
G3	05/10/1997	1 981	**82 08**	2 030	**1 092**	4 150	3 823
	28/10/2005	6 385	**24 641**	6 811	**3 432**	12 467	11 501
	02/11/2011	1 526	**14 941**	1 631	**1 576**	6 915	6 860
	18/10/2012	16 549	**55 476**	18 325	**8 309**	28 342	26 120
	13/06/2013	19 751	**69 014**	21 005	**10 036**	35 906	32 364

TABLE 6.7 – Performances des formules de transport calculées en fonction du débit solide mesuré avec le préleveur Helley-Smith

Cours d'eau	Date	Q (m³/s)	Q_{smes} (kg/s)	Q_{smes} (m³/s)	r_{Lfrt}	r_{MPM}	r_{Pr90}	r_{Rckng}	r_{Rcknm}	r_{SmrJ}
Le Gave de Pau	29/05/2018-PM	96	1.77	7.0E-04	0.6	0	0.8	0.4	0.1	0
	14/12/2019-PM	150	11.4	4.0E-03	0.2	1.2	0.1	0.2	2.4	0.7
Le Gave de Gavarnie	30/05/2018-AM	23	0.03	1.13E-05	54	2000	1420	190	870	923
	13/12/2019-AM	38	1.04	3.9E-04	9	104	10	11	47	48
Le Gave de Cauterets	30/05/2018-PM	14	0.08	3.02E-05	5	450	25	2.5	250	213
	13/12/2019-PM	26	0.13	4.9E-05	84	930	54	6.9	661	430

exemple indiqué que le temps d'échantillonnage pouvait influencer considérablement les résultats obtenus. Ils ont conclu que, le matériel doit être maintenu suffisamment longtemps (10 minutes à une heure) quand le transport est faible. Pour des événements de crue, ils indiquent qu'un échantillonnage de faible durée (2 minutes) a tendance à sous-estimer les taux de transport, alors qu'un échantillonnage long (une heure) peut réduire l'efficacité de la mesure, étant donné que le préleveur se retrouve saturé de matières organiques (Recking, 2012).

Dans notre cas, il s'agissait d'événements de crue moyens à faibles pour l'événement de 2018 et plutôt élevé pour la crue de 2019 (se rapprochant de la crue biennale : largeur de plein bord presque atteinte). Le matériel a été déployé pour une durée de 4 minutes pour le premier événement et de 2 minutes pour le second. La durée d'échantillonnage paraît clairement faible pour l'événement de 2018 si l'on se fie au retour

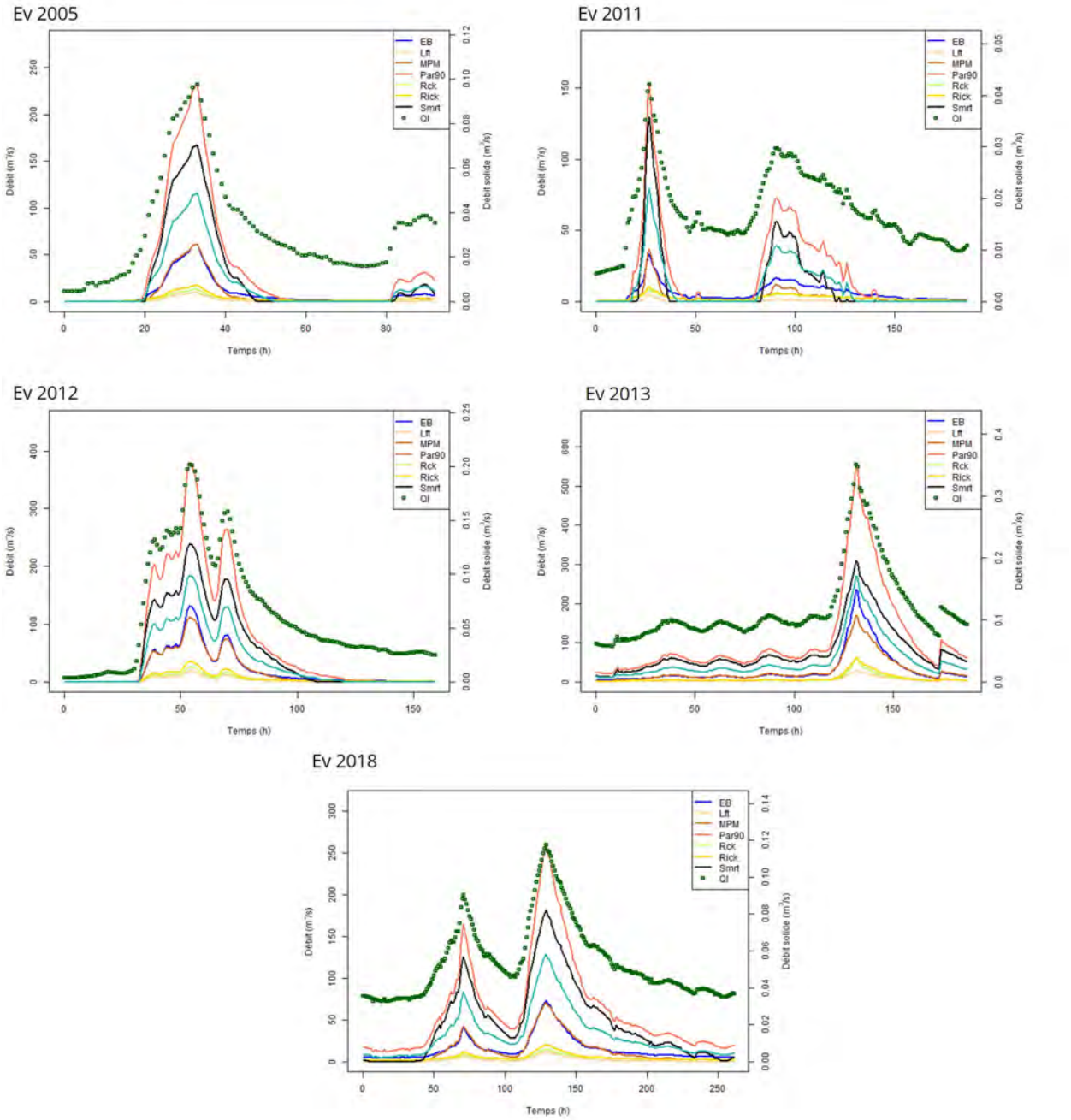


FIGURE 6.18 – Hydrogrammes et solidogrammes événementiels calculés au niveau de la section P0

d'expérience de Bunte and Abt (2005). Cela peut très certainement être à l'origine des faibles valeurs de débits solides relevées. Même si l'événement de 2019 est plus important, ce qui suggère un temps d'échantillonnage plus faible, la durée de 2 minutes paraît courte et peut donc avoir été à l'origine de la sous-estimation des taux de transport.

Les sections en travers sélectionnées, peuvent également avoir une influence sur la configuration des écoulements et, par conséquent, contribuer à des erreurs de mesure. Par exemple, la section considérée sur le Gave de Cauterets (Fig. 6.19), présente une pile de pont en plein milieu. Sur le terrain, d'importantes turbulences ont été détectées au voisinage de cette pile et le choix des verticales a été contraint par ce facteur.



FIGURE 6.19 – Pile de pont en plein milieu de la section d'échantillonnage - Pont de Soulom, Gave de Cauterets (crédit photo : Hydrogéosphère)

Sur le Gave de Gavarnie, la problématique était que la section de mesure, ne suivait pas vraiment le cheminement de la section en travers du cours d'eau ce qui peut avoir influencé les mesures.

Les erreurs de mesure ne sont pas les seules explications en lien avec les fluctuations observées. Le transport par charriage est connu pour naturellement fluctuer au gré de plusieurs facteurs naturels (Recking, 2012). Ces variations peuvent dépendre par exemple de la disponibilité sédimentaire au moment des prélèvements, de l'état du lit, ou d'apports autres que ceux du lit. Aussi, les prédictions avec ce type de données peuvent être très mauvaises. Les formules de transport sont capables, au mieux, de prédire seulement une valeur moyenne autour de laquelle les mesures instantanées peuvent osciller considérablement. C'est pour cela que les meilleurs résultats sont généralement obtenus pour des estimations sur des échelles temporelles plus longues.

6.2.8 Bilan des calculs du transport solide et perspectives

Cette première tentative de compréhension du phénomène de transport par charriage sur le bassin versant du Gave de Pau, a montré à quel point il s'agit d'une tâche délicate. Il est donc très important de confronter les résultats obtenus, quelle que soit la formulation choisie, à des mesures de terrain. Le manque de données sur le bassin versant du Gave de Pau a d'autant plus compliqué la critique des résultats obtenus. Les seules données disponibles sur une échelle temporelle suffisamment longue se trouvaient sur le Gave de Pau. Les autres données étaient issues du protocole de suivi de la mobilité sur le terrain, développé dans le cadre de ce travail de recherche et couvraient donc des périodes plus courtes.

Trois échelles temporelles ont été considérées pour l'estimation des volumes charriés sur le Gave de Pau et ses affluents torrentiels. Les meilleures performances ont été obtenues pour les échelles les plus longues.

Les mesures instantanées, ont révélé plusieurs problématiques. Sur une durée aussi courte des fluctuations importantes du transport solide peuvent être observées. Ces dernières peuvent être causées par des erreurs de mesure ou par des processus naturels tels que le tri granulométrique, l'état du lit au moment des prélèvements, la présence d'un pulse sédimentaire, etc. A l'échelle événementielle, des fluctuations importantes peuvent également être à l'origine des incertitudes relevées. En effet, plusieurs phénomènes stochastiques, non pris en compte par les équations de transport, peuvent avoir lieu sur ce type d'événements. Il se trouve que le charriage est souvent associé à des phénomènes d'hystérésis dû à des périodes successives d'érosion et de dépôt (Misset et al., 2020). Aussi, pour un même débit liquide, plusieurs valeurs de débit solide peuvent être associées, ce qui complique la validation des formules de calcul sur ces périodes. Seules les périodes les plus longues, sur lesquelles les volumes annuels sont estimés, s'affranchissent de ces fluctuations et donnent par conséquent des résultats satisfaisants.

De nombreuses formules de transport ont été testées sur les différents cours d'eau. Cette analyse a montré que, pour une même période, les estimations peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur. Il est donc très important de confronter les formules de transport à la réalité du terrain afin de choisir celles qui paraissent adaptées. Les formules à seuil type Meyer-Peter and Müller (1948) se sont révélées être les plus délicates à analyser. En effet, ces dernières sont réputées traverser une transition rapide entre le "non transport" et la surestimation. La formule de Meyer-Peter and Müller (1948), retenue dans le cadre de notre analyse, a justement bien démontré ce phénomène. Des incertitudes importantes peuvent également provenir de la taille des grains. Plusieurs formules ont montré des fluctuations non négligeables en fonction de la taille des diamètres considérés. L'analyse de sensibilité de ce paramètre est donc à envisager dans le cadre d'estimations du charriage. De même, une des perspectives de ce travail, serait de considérer les incertitudes en lien avec l'hydrologie car il s'agit également d'une variable d'entrée influençant considérablement les résultats, en particulier pour certaines formules type Lefort (2007). Enfin, des analyses de sensibilité devraient, de manière générale, être considérées, quelle que soit la situation étudiée.

Au vu du manque de données sur les affluents amont, les résultats des calculs avec les différentes formules considérées, peuvent représenter les fourchettes haute et basse des volumes transportés. Cette intervalle devra, bien évidemment, être affiné par la suite à travers les améliorations des mesures de terrain prévues par les gestionnaires des cours d'eau (Chap. 7.8). Les valeurs obtenues dans le cadre de notre travail représentent donc une première entrée en la matière encore perfectible. Les résultats sur ces bassins ont révélé que la formule de Recking (2013b) estime les plus faibles volumes alors que celle de Meyer-Peter and Müller (1948) fournir les valeurs les plus élevées. Ces deux formules ont donc été retenues pour représenter l'intervalle d'incertitudes dans le cadre de la modélisation numérique 2D présentée dans la section suivante.

6.3 Modélisation numérique

La modélisation hydro-sédimentaire bidimensionnelle sur le tronçon du Lac des Gaves a pour objectif d'aider à la compréhension des différents processus morphologiques intervenant, dans l'objectif de proposer des solutions de restauration adaptées au site.

Cette partie présentera dans un premier temps le système TELEMAC 2D [3] ainsi que son module SISYPHE pour le calcul du transport solide. Ensuite, nous présenterons son application au terrain d'étude ainsi que les calculs hydrauliques et hydrosédimentaires effectués. Enfin, nous conclurons sur la performance de la modélisation sur ce type de cours d'eau ainsi que les différentes difficultés rencontrées.

3. http ://www.opentelemac.org/

6.3.1 Le modèle hydrodynamique

Le système TELEMAC-MASCARET est un logiciel libre, possédant plusieurs modules permettant la modélisation de l'hydraulique à surface libre, le transport sédimentaire, la houle, la qualité des eaux ainsi que les écoulements souterrains. Il existe dans la littérature de nombreuses références plus complètes concernant leur obtention (Hervouet, 2003). Parmi ces modules, nous avons retenu ceux en lien avec l'hydraulique à surface libre et le transport solide (TELEMAC 2D et SISYPHE).

Le modèle hydrodynamique TELEMAC 2D résout les équations de Saint-Venant suivantes de manière simultanée (de Saint-Venant, 1871) :

$$\begin{cases} \partial_t h + \vec{u}.\nabla(h) + h\nabla.(\vec{u}) \ = \ 0 \\ \partial_t u + \vec{u}.\nabla(u) \ = \ -gd_x zf - gS_{f,x} + h^{-1}\nabla.(hv_t\nabla u) \\ \partial_t v + \vec{u}.\nabla(v) \ = \ -gd_y z_f - fS_{f,y} + h^{-1}\nabla.(hv_t\nabla v) \end{cases} \tag{6.13}$$

avec t[s] le temps, $\partial_t \ = \ \partial\,\partial_t$, $\nabla \ (\partial_x, \partial_y)$ le gradient du champ de vecteur, $g \ = \ 9.81 \ m/s^2$ l'accélération de gravité, h[m] la cote de surface libre, $\vec{u} \ = \ (u, v)$[m/s] la vitesse d'écoulement moyennée sur la verticale avec u et v [m/s] les composantes de vitesse le long de l'axe longitudinal x et de l'axe transversal y respectivement, avec $|\vec{u}|$[m/s] le module de $\vec{u}$, et v_t[m²/s] est le terme de viscosité turbulente (eddy viscosity). La loi de frottement $\vec{S_f}$[-] de Chézy est donnée comme suit :

$$\vec{S_f} \ = \ (S_{f,x}, S_{f,u}) \ = \ \frac{\vec{u}|\vec{u}|}{C^2 h} \tag{6.14}$$

où $S_{f,x}$ et $S_{f,y}$ correspondent aux composantes de la loi de frottement $\vec{S_f}$[-] le long de l'axe longitudinal x et de l'axe transversal y respectivement et C[m$^{1/2}$/s] correspond au coefficient de frottement de Chézy. La formule de (Nikuradse, 1950) est utilisée pour calculer le coefficient de frottement de Chézy qui prend la forme de $C_f \ = \ g/C^2$[-] en fonction de la hauteur de rugosité équivalente du lit notée k_s[m] :

$$C_f \ = \ 2\left[\log\left(\frac{30h}{ek_s}\right)/\kappa\right]^{-2} \tag{6.15}$$

où k est le coefficient de von Kármán (=0.40 pour les eaux claires) et e correspond à la base du logarithme népérien.

6.3.2 Le modèle morphodynamique

Le modèle morphodynamique est basé sur un autre module nommé SISYPHE, qui peut être couplé avec une des équations du module hydrodynamique. Le transport solide est divisé en deux parties : le transport par suspension et le transport par charriage. Le module se base sur l'équation d'Exner (Exner, 1920) pour calculer l'évolution du lit :

$$(1-n)\frac{\partial Z_f}{\partial t} + \nabla.Q_s \ = \ 0 \tag{6.16}$$

où n correspond à la porosité du lit non-cohésive, Z_f[m] correspond à la cote de fond, et Q_s[m²/s] le transport solide par charriage par unité de largeur. Des informations supplémentaires sur le module peuvent être trouvées dans Tassi and Villaret (2014)).

6.3.2.1 Contrainte de cisaillement

Lorsque le module SISYPHE est couplé avec TELEMAC 2D la contrainte de cisaillement prend la forme suivante :

$$\tau \ = \ \rho u_*^2 \tag{6.17}$$

avec $u_*^2 = \frac{1}{2} C_f \sqrt{u^2+v^2}$, τ la contrainte de cisaillement, u_* la vitesse de frottement, C_f le coefficient de frottement, (u, v) les composantes de la vitesse moyennée sur la verticale selon les axes x et y.

La contrainte au fond et le flux transporté sont alignés avec la direction de la vitesse moyenne, sauf en cas de courants secondaires ou effets de pente.

6.3.2.2 Critère de Shields

Le nombre de Shields (1936) τ_C est calculé dans le modèle selon l'équation 6.10 pour le diamètre D_{50}. Pour les formules à seuil, il conditionne la mise en mouvement des particules (Fig. 6.3).

6.3.2.3 Transport par suspension

Le modèle SISYPHE traite de manière simultanée le charriage et la suspension. La colonne d'eau est divisée en deux parties (Tassi and Villaret, 2014) :

1. une couche fine d'épaisseur $2D_{50}$, au sein de laquelle les matériaux sont transportés par charriage. Le transport par charriage s'effectue à l'équilibre ;
2. le reste de la colonne d'eau dans laquelle les matériaux sont transportés en suspension.

La concentration moyenne sur la verticale des sédiments en suspension $C(z)$ suit un profil de Rouse, ce qui est lié au fait que les vitesses suivent un profil logarithmique. On arrive ainsi à la relation (Tassi and Villaret, 2014) :

$$C(z) = C_{ref} \left(\frac{z-h}{z} \frac{a}{a-h} \right)^R \tag{6.18}$$

où R est le nombre de Rouse défini par :

$$R = \frac{w_s}{k u_*} \tag{6.19}$$

où $w_s > 0$ correspond à la vitesse de chute, u_* correspond à la vitesse de frottement sur le fond (correspondant à la contrainte de cisaillement totale), k la constante de von Karman égale à 0.4 par défaut et a correspond à la sous-couche de charriage.

La principale hypothèse considère la concentration de sédiments en suspension comme un traceur passif (*i.e.* suivant un écoulement moyen et turbulent, hormis la vitesse de chute). L'équation de la concentration de la charge en suspension $C = C(x, y, t)$ est obtenue par intégration de l'équation de transport solide tridimensionnelle sur la zone de transport par suspension. En appliquant la règle d'intégration de Leibniz, pour des conditions aux limites adaptées et une épaisseur de la zone de transport par charriage très fine, l'équation du transport en suspension en intégrant sur la verticale est définie comme suit :

$$\frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial (hUC)}{\partial x} + \frac{\partial (hVC)}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x}\left(h\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(h\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial y} \right) + E - D \tag{6.20}$$

avec $h = Z_s - Z_f \approx Z_s - Z_{zref}$ la hauteur d'eau, considérant que la couche de charriage est très fine, (U, V) les composantes de vitesse moyennées sur la verticale dans les directions x et y respectivement. Le flux net de sédiments $E - D$ se base sur le concept de la concentration à l'équilibre (Tassi and Villaret, 2014) :

$$(E-D)_{Z_{ref}} = w_s (C_{eq} - C_{ref}) \tag{6.21}$$

avec C_{eq} la concentration à l'équilibre proche du lit et C_{ref} est la concentration proche du lit calculée à l'interface entre le transport par charriage et par suspension : $z = Z_{ref}$. La cote de référence Z_{ref} correspond à l'interface entre le charriage et la suspension.

Plus de détails concernant le développement se trouvent dans Tassi and Villaret (2014).

La vitesse de chute des particules est calculée dans le modèle avec la formule de van Rijn (1984) qui est valide pour des sédiments non cohésifs. Elle dépend des diamètres des grains et s'exprime comme suit :

$$w_s = \begin{cases} \frac{(s-1)gd_{50}^2}{18\nu} & d_{50} \leq 10^{-4} \\ \frac{10\nu}{d_{50}}\left(\sqrt{(1+0.01\frac{(s-1)gd_{50}^3}{18\nu^2}}-1\right) & 10^{-4} < d_{50} \leq 10^{-3} \\ 1.1\sqrt{(s-1)gd_{50}} & sinon \end{cases} \quad (6.22)$$

avec $s = \rho_s/\rho_0$ la densité relative, et ν la viscosité du fluide et g la constante gravitationnelle.

6.3.2.4 Transport par charriage

Le module SISYPHE considère plusieurs formules de transport semi-empiriques présentées en annexe **??**. Le taux de transport adimensionnel est représenté par l'équation 6.12. Les formules à seuil prennent en considération le nombre de Shields (1936) (Eq. 6.10). 9 formules de transport sont disponibles dans le module SISYPHE (se référer au manuel d'utilisation : (Tassi and Villaret, 2014)). Le module offre également la possibilité de coder une formule, si celle-ci n'est pas incluse.

Dans notre cas, nous considérons majoritairement la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) (Eq. 10) et la formule de Recking (2013b) (Eq. 20) que nous avons programmée (subroutine qsform.f), étant donné qu'elle ne faisait pas partie des formules disponibles.

La formule de Meyer-Peter and Müller (1948) a été considérée adaptée au vu de la gamme granulométrique qu'elle considère ($0.4\,mm < d_{50} < 29\,mm$). Comme évoqué précédemment, il s'agit d'une formule à seuil, ce qui signifie qu'elle est peu satisfaisante au voisinage immédiat du seuil. Étant donné que la pertinence de la formule type MPM est incertaine pour un transport conséquent, d'autres formules pré-codées dans le modèle ont été considérées.

Si les deux phénomènes de transport sont pris en considération, le taux de transport total représente donc la somme du transport par charriage et par suspension.

6.3.2.5 Effet de la pente

Naturellement, la pente a pour effet d'augmenter le taux de transport solide dans la direction descendante et de le réduire dans la direction ascendante. Un facteur de correction est intégré dans SISYPHE, appliqué à la fois à l'intensité et à la direction du transport solide avant la résolution de l'équation d'évolution du lit (Eq. 6.16). Les deux formulations disponibles ont été testées.

La première est basée sur la formule de Koch and Flokstra (1981). Elle s'exprime de la manière suivante :

$$Q_s = Q_{s0}\left(1 - \beta\frac{\partial Z_f}{\partial s}\right) \quad (6.23)$$

où Q_{s0} représente le taux de transport, s les coordonnées dans la direction du courant et β un facteur empirique. La considération de cet effet s'apparente à l'addition d'un terme de diffusion dans l'équation d'évolution du lit (Eq. 6.16). Cette formule a tendance à lisser les résultats et est souvent utilisée pour réduire les instabilités potentielles.

La deuxième équation est basée sur la méthode de (Soulsby, 1997). Cette dernière modifie la contrainte critique en fonction de la pente du lit χ, l'angle de frottement du sédiment ϕ_s et l'angle du courant dans la direction ascendante ψ :

$$\frac{\tau_c}{\tau_c} = \frac{cos\psi sin\chi + (cos^2\chi tan^2\phi_s - sin^2\psi sin^2\chi)^{0.5}}{tan\phi_s} \quad (6.24)$$

où τ_{c0} est la contrainte critique initiale et τ_c la contrainte critique modifiée. Cette option n'est donc valide que lorsqu'une formule à seuil est considérée pour la modélisation.

6.3.2.6 Traitement des fonds non érodables

Le modèle SISYPHE offre la possibilité de traiter numériquement les fonds non érodables en limitant l'érosion et en assurant le transfert des sédiments. Plusieurs options sont disponibles :

- fonds érodables partout ;
- minimisation du débit solide ;
- minimisation du débit solide en éléments finis ;
- minimisation du débit solide en volumes finis. Il s'agit de réduire le débit solide sur les nœuds où les fonds sont considérés non érodables. Le débit solide est calculé de telle sorte que tous les sédiments qui étaient présents dans le volume de contrôle le quittent au pas de temps considéré, mais pas au delà (De Linares, 2007).

Les fonds non érodables ainsi que leur hauteur peuvent être définis dans la subroutine "noerod.f".

Cette option a toute son importance lorsqu'il s'agit d'une modélisation hydro-sédimentaire dans un secteur où plusieurs ouvrages sont présents (seuils, enrochements, protections de berges diverses, etc.).

6.3.3 Évaluation de la performance des calculs

Dans un premier temps, il est possible d'évaluer la performance d'un modèle qualitativement par comparaison visuelle des différentes variables de sortie. Ainsi, les cartes d'évolutions obtenues ont été comparées dans un premier temps aux évolutions observées sur le terrain. Ceci permet de visualiser globalement la capacité du modèle à reproduire les processus (érosion et dépôt) aux bons endroits et localiser les problèmes éventuels. Cette première étape permet d'avoir une vision globale de la performance du modèle.

Pour aller plus loin, il est également possible de se focaliser sur des zones d'intérêt, connues pour présenter des activités morphodynamiques non négligeables. Cette analyse peut être effectuée en comparant les profils en long. Les sections en travers permettent d'acquérir une vision plus fine des évolutions à l'échelle locale. Toutefois, dans des rivières à tresses, comme c'est le cas du Gave de Pau, une grande variabilité peut être observées entre deux mesures au vu des phénomènes de migration des chenaux.

La calibration du modèle nécessite un grand nombre de calculs faisant varier les différents paramètres du modèle considérés. Il est alors nécessaire de pouvoir rapidement comparer quantitativement les résultats des simulations afin d'identifier les plus performantes. La fonction coût que nous utilisons dans ce cadre, a été développée initialement pour la météorologie mais plusieurs études hydrosédimentaires l'ont considérées pour évaluer les performances des modèles (Aguirre et al., 2020; De Linares, 2007; Sutherland et al., 2004). Il s'agit du "Brier Skill Score" (BSS), basé sur l'erreur quadratique moyenne. Sa formulation est la suivante :

$$BSS \;=\; 1 - \frac{\frac{1}{N}\sum_i^N (y_i - x_i)^2}{\frac{1}{N}\sum_i^N (b_i - x_i)^2} \tag{6.25}$$

avec N le nombre de points de mesure, b_i les données initiales "baseline" ici représentées par la cote du fond initiale, x_i les données de référence ici représentées par la cote du fond associée à l'évolution observée sur le terrain et y_i les données simulées. La qualité des simulations est évaluée selon les valeurs de BSS présentées dans le tableau 6.8.

Un des principaux avantages du BSS est que sa valeur n'est pas impactée si des points de calcul se trouvent dans des zones qui ne présentent pas d'évolution. La grille de points considérée ne devrait donc avoir que très peu d'influence sur la valeur du BSS.

Les calculs hydrauliques ont été évalués avec l'erreur quadratique moyenne (RMSE) qui prend la forme suivante :

$$RMSE \;=\; \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{n}} \tag{6.26}$$

TABLE 6.8 – Classification des valeurs de BSS pour l'évaluation de la performance des simulations

Qualité de la simulation	Valeur de BSS
Excellente	1.0 – 0.5
Bonne	0.5 – 0.2
Raisonnable	0.2 – 0.1
Faible	0.1 – 0.0
Médiocre	< 0.0

où y_i correspond aux valeurs simulées, x_i aux valeurs observées et n au nombre de points de mesure.

6.3.4 Construction du modèle

6.3.4.1 Emprise du modèle et données disponibles

Le modèle prend sa source au niveau de la confluence entre les Gaves de Gavarnie et de Cauterets et s'étend jusqu'au seuil d'Agos-Vidalos (Fig. 6.20).

La plupart des données utilisées pour l'implémentation du modèle sur le secteur d'étude, ont été produites dans le cadre de ce projet de recherche.

Les données **topo-bathymétriques** disponibles sont :

- le LiDAR relevé en 2016 dans le cadre du PAPI couvrant l'ensemble du réseau hydrographique ;
- les profils en travers espacés de 100 m en moyenne couvrant l'ensemble du domaine considéré relevés en 2018, immédiatement après la crue ;
- le LiDAR relevé en 2019, couvrant l'ensemble de la zone d'étude.

Les deux LiDARs considérés ont été relevés en période d'étiage, ce qui réduit les incertitudes concernant le miroir d'eau. En effet, la technique LiDAR ne permet pas de relever les cotes de fond (représentant la géométrie du lit en dessous du miroir d'eau) étant donné que le faisceau laser reflète sur ce type de surfaces.

Les données **granulométriques** ont été relevés sur le terrain dans le cadre de ce projet sur 4 sites couvrant le linéaire du tronçon du Lac des Gaves (Chap. 4) et 2 sites à l'aval des Gaves de Gavarnie et de Cauterets (Fig. 6.20). Les diamètres caractéristiques des zones échantillonnées sont présentés dans le tableau 6.1.

Enfin, les données **hydrauliques** consistent en des relevés de niveaux d'eau effectués dans le cadre des levés topo-bathymétriques de 2018 (post-crue). Les débits injectés ont été produits par la modélisation hydrologique MARINE (Chap. 5) et d'autres ont été récupérés sur le site de la Banque Hydro.

6.3.4.2 Maillage

Des maillages triangulaires ont été construits à partir du logiciel BlueKenue [4]. La modélisation bidimensionnelle du transport solide est très sensible à la taille des mailles. Aussi, deux démarches ont été adoptées pour la création des maillages (Fig. 6.21) :

4. http ://www.nrc-cnrc.gc.ca/fra/solutions/consultatifs/blue kenue index.html

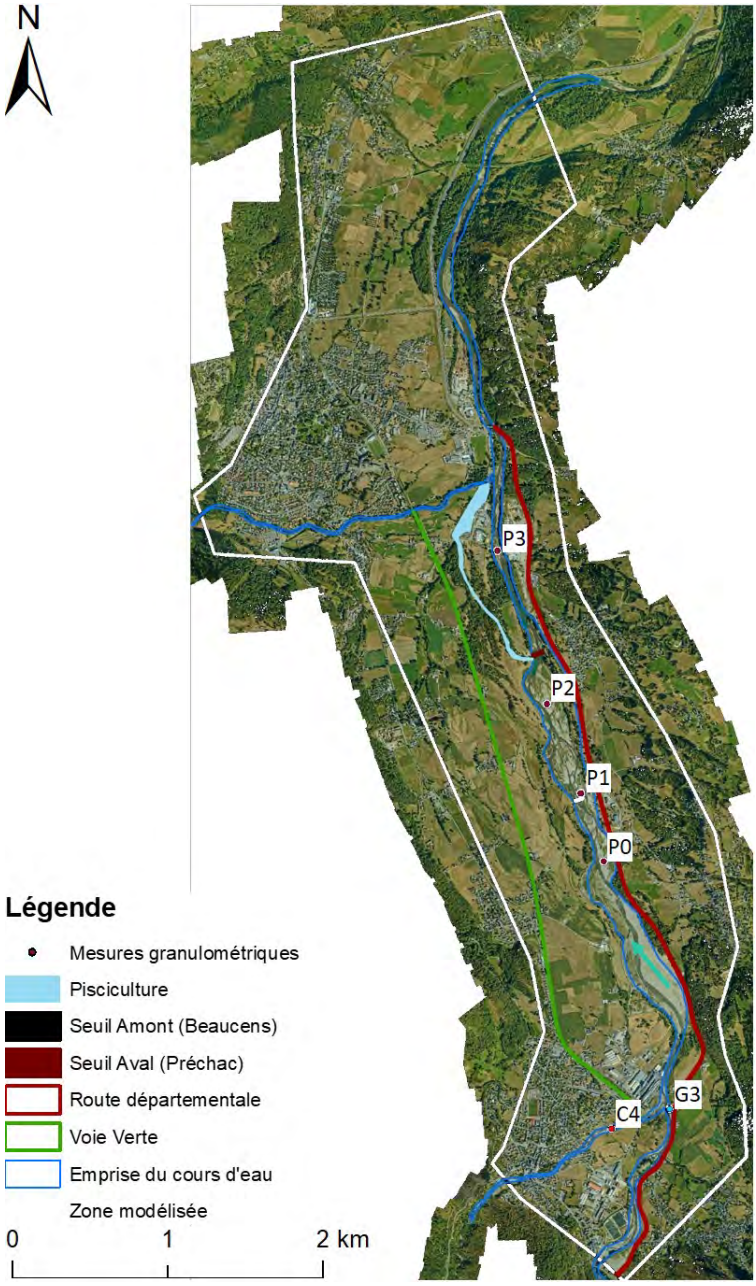


FIGURE 6.20 – Vue d'ensemble de la zone considérée pour la modélisation hydro-sédimentaire et mise en avant des différentes zones d'intérêt

- un maillage triangulaire couvrant toute la zone d'étude. La taille des mailles est de 3 m dans le lit mineur, de 2 m au niveau de la prise d'eau de la pisciculture (rive gauche) et de 100 m dans le lit majeur ;

- deux petits maillages couvrant la confluence entre les Gaves de Cauterets et de Gavarnie et le Lac des Gaves en amont immédiat du seuil de Beaucens jusqu'au seuil de Préchac. Pour ces maillages, la taille des mailles est de 1 m dans le lit mineur, de 2 m au niveau de la prise d'eau de la pisciculture et de 20 m dans le lit majeur.

Les petits maillages ont été utilisés dans l'objectif de conduire une analyse fine des comportements

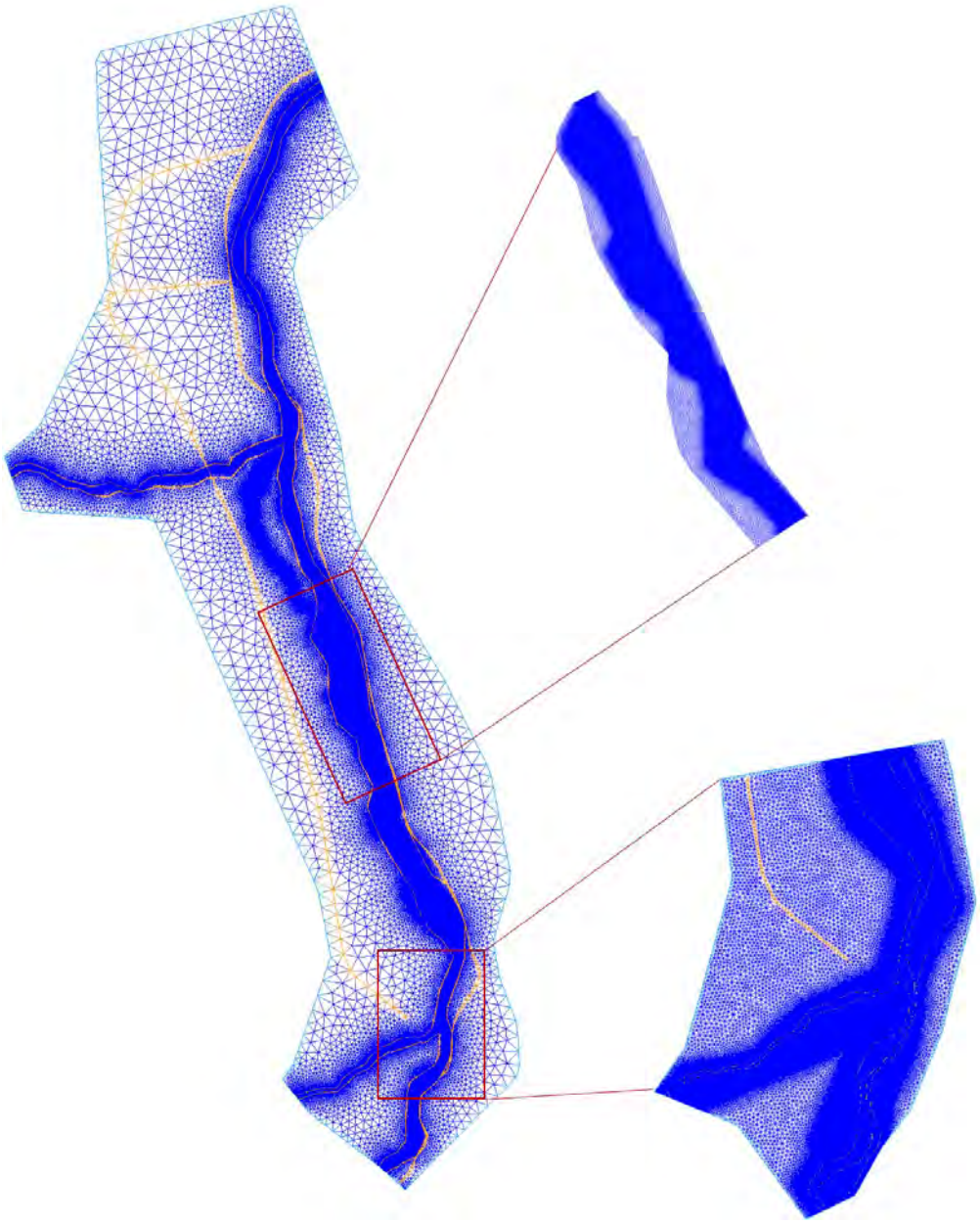


FIGURE 6.21 – Maillages considérés dans le cadre de la modélisation hydro-sédimentaire

sédimentaires au niveau des principales zones d'intérêt : la confluence entre les deux affluents torrentiels (Gaves de Cauterets et de Gavarnie) et le Lac des Gaves. En effet, leur taille plus petite permet d'effectuer des calculs plus précis et moins chronophages. Les résultats obtenus sur ces petits maillages, notamment en termes d'analyse de sensibilité, ont permis de réduire le nombre de calculs à effectuer avec le maillage couvrant tout le domaine d'étude ce qui représente un gain de temps considérable.

6.3.4.3 Traitement des données topo-bathymétriques

Aucune donnée de topographie exploitable n'était disponible à notre connaissance avant la crue de juin 2013 ce qui n'a malheureusement pas permis la simulation de cet événement majeur. En effet, le LiDAR de 2016 (première donnée topographique exploitable après la crue de juin 2013) représente la morphologie du

lit après de nombreux travaux post-crue, ayant modifié la morphologie du chenal par rapport à son état avant crue. Il ne semblait donc pas approprié de simuler cet événement sur des données topo-bathymétriques non adaptées.

Nous nous sommes donc focalisés sur la crue de juin 2018 pour laquelle des données hydromorphologiques pré et post-crue étaient disponibles. Concernant la topographie post-crue, deux types de données étaient disponibles : des profils en travers relevés immédiatement post-crue dans le chenal et un LiDAR relevé en 2019.

Pour la représentation de l'état du tronçon avant la crue de 2018, les données LiDAR de 2016 ont été retenues dans le lit mineur et dans la plaine inondable. Une interpolation linéaire par triangulation a été effectuée sur l'ensemble du domaine.

Concernant la représentation de l'état post-crue, une géométrie considérant les profils en travers de 2018 au sein du chenal et le LiDAR de 2016 sur les berges a été créée. Au sein du chenal, la bathymétrie a été générée à travers une interpolation linéaire par triangulation entre deux transects. Le LiDAR de 2019 a également été considéré de la même manière pour représenter l'état du chenal post-crue.

Pour la représentation de l'état post-crue, il était question de choisir entre les deux jeux de données disponibles (profils en travers et LiDAR) afin d'éviter la multiplication des calculs pour des résultats représentatifs du même état post-crue.

Pour ce faire, les deux jeux de données ont été interpolés aux maillages créés. Intuitivement, on pourrait penser que l'interpolation la plus précise serait issue des profils en travers relevés tous les 100 m, étant donné qu'ils représentent localement avec précision la cote de fond. Toutefois, il se trouve que lorsqu'il s'agit de cours d'eau à géométrie complexe telle que celle observée sur le tronçon du Lac des Gaves, les profils en travers, même à un pas d'espace relativement précis, ne parviennent pas à capter toutes les variabilités présentes au sein du chenal. La figure 6.22 représente très bien ce phénomène. La présence de nombreux bancs, et en particulier au niveau la zone de tressage du Lac des Gaves, complique la représentation de la géométrie par les profils en travers. Ainsi, malgré le biais causé par le miroir d'eau, le LiDAR s'avère être un moyen bien plus performant pour représenter la géométrie complexe des cours d'eau de piémont (10 points par mètre carré dans notre cas). Par ailleurs, étant donné que le LiDAR a été relevé en période d'étiage sévère, les incertitudes en lien avec la hauteur d'eau s'avèrent négligeable comparées aux incertitudes en lien avec la représentation correcte de la géométrie.

6.3.4.4 Conditions aux limites

Pour le maillage représentant l'ensemble de la zone d'étude, quatre conditions aux limites sont définies. En amont, des débits entrants sont fixés Q[m³/s] pour représenter les apports des Gaves de Gavarnie et de Cauterets. En aval immédiat du seuil de Préchac, les apports du Gave d'Azun en rive gauche sont également représentés par un débit entrant. La condition limite aval est une cote de surface libre (m NGF). Cette dernière est déterminée par une courbe de tarage calculée avec une loi d'ouvrage respectant les caractéristiques du seuil d'Agos :

$$Q \; = \; L \times \mu \times \sqrt{2g} \times (h - Z_{seuil})^{(3/2)} \tag{6.27}$$

avec L la largeur déversante, g la constante gravitationnelle, h la cote de surface libre et Z_{seuil} la cote du seuil.

6.3.4.5 Démarche de calibration

De manière classique, les calculs hydrodynamiques sont effectués dans un premier temps. Ces calculs ont été effectués avec la géométrie issue de l'interpolation du LiDAR de 2016. Très peu de données de calage étaient disponibles. Une ligne d'eau a été relevée en même temps que les profils en travers post-crue de 2018,

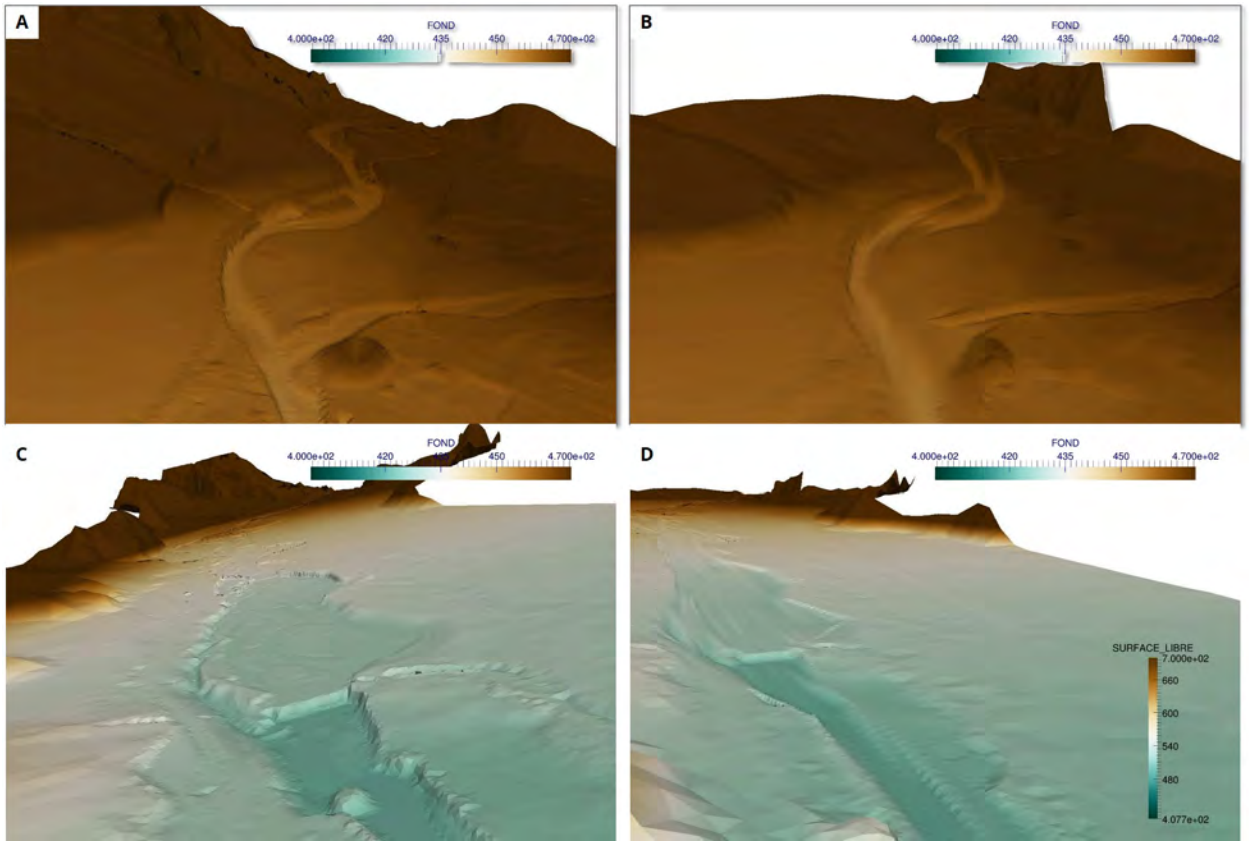


FIGURE 6.22 – Représentation de la topographie interpolée sur différents secteurs modélisés. A : confluence entre les Gaves de Gavarnie et de Cauterets représentée à partir de l'interpolation du LiDAR de 2016 avec une précision de 5 mètres ; B : confluence entre les Gaves de Gavarnie et de Cauterets à partir de l'interpolation des profils en travers de 2018 interpolés, précision de 5 mètres ; C : secteur du seuil de Préchac et zone de tressage du tronçon du Lac des Gaves à partir de l'interpolation du LiDAR de 2016 avec une précision de 5 mètres, et D : secteur du seuil de Préchac à partir de l'interpolation des profils en travers de 2018

toutefois, l'opération a été effectuée sur plusieurs jours et donc pour des débits différents (Fig. 6.24). Les simulations devaient donc être exécutées en trois fois pour couvrir les trois dates de relevés.

Ensuite, la démarche adoptée pour les calculs hydro-sédimentaires consiste à utiliser le différentiel des deux topographies disponibles (pré et post-crue de 2018) pour caler la formulation de transport. L'objectif est de coupler les processus hydrodynamiques aux processus transport solide pour reproduire les évolutions observées dans le lit du cours d'eau pendant la crue de juin 2018. Cette démarche a été effectuée dans un premier temps sur les petits maillages. Les paramètres retenus ont ensuite été appliqués sur le maillage global.

Nous n'avons malheureusement pas pu récupérer de données supplémentaires permettant de vérifier les paramètres retenus dans le cadre de la démarche énoncée. La démarche entreprise dans le cadre de ce travail de recherche ne dépasse donc malheureusement pas l'étape de calibration du modèle. Si, par la suite des données supplémentaires sont collectées dans le cadre d'une autre étude, il serait intéressant de partir des paramètres retenus dans le cadre de notre projet afin d'arriver à un modèle validé.

6.3.5 Calculs hydrauliques

Cette première étape a pour objectif de déterminer les paramètres de calcul permettant de reproduire correctement les mesures hydrauliques sur le terrain. Pour caler le modèle, il s'agissait de reproduire un état

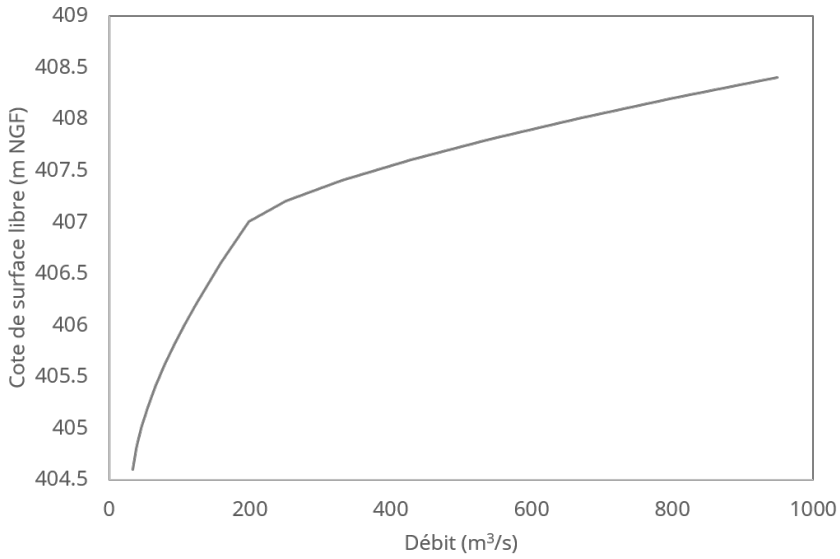


FIGURE 6.23 – Courbe de tarage considérée pour la modélisation comme condition limite aval

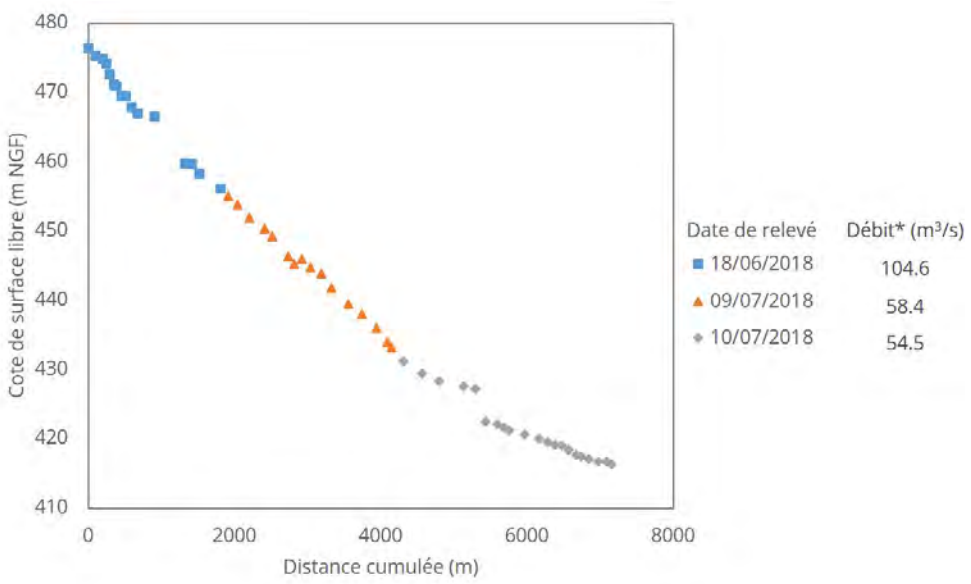


FIGURE 6.24 – Ligne d'eau relevée à plusieurs dates considérée pour le calage hydraulique du modèle

permanent pour les trois débits d'entrée présentés dans la figure 6.25. La géométrie utilisée pour cette étape était celle issue de l'interpolation du LiDAR de 2016. Bien que ce dernier ait été levé en période d'étiage sévère, des incertitudes en lien avec le miroir d'eau au moment des levés restent présentes. On ne peut donc pas s'attendre à un calage parfait.

6.3.5.1 Paramètres de calcul

Le modèle TELEMAC 2D présente deux catégories de paramètres de calculs pouvant être ajustés : les paramètres numériques et les paramètres physiques (De Linares, 2007). Dans notre cas, nous nous sommes

plutôt focalisés sur les paramètres physiques et avons fait le choix de laisser les paramètres numériques proposés par défaut par le modèle. Les paramètres physiques considérés dans le cadre de notre modélisation concernent le traitement de la turbulence et le choix du frottement.

Le modèle TELEMAC traite la turbulence à partir d'un terme de diffusion. Quatre options sont disponibles :

- le modèle de viscosité constante. Le coefficient associé représente la viscosité moléculaire, la viscosité turbulente et la dispersion ;
- le modèle Elder. Ce dernier prend en compte la dispersion en supposant que les profils verticaux des vitesses sont logarithmiques ;
- le modèle k-Epsilon. Il s'agit d'un modèle 2D qui résout les équations de transport pour k (l'énergie turbulente) et Epsilon (la dissipation turbulente). Ce dernier est réputé être plus coûteux en temps de calcul et nécessite un maillage plus fin en comparaison avec les autres modèles ;
- le modèle Smagorinski qui est généralement utilisé pour les domaines maritimes présentant des phénomènes de fluctuations à grande échelle.

Dans notre cas, les 4 modèles de turbulence ont été testés conjointement avec le traitement du frottement. La formule de Strickler, couramment utilisée dans l'ingénierie, a été principalement considérée (Eq. 6.5) car elle est couramment utilisée dans le domaine de l'ingénierie. La formule de Nikuradse considérant la longueur de rugosité a également été considérée car elle présente l'avantage de bien représenter le lien entre le frottement et les propriétés du lit (taille de grain). La formule de Ferguson (Eq. 6.8) a également été implémentée et testée pour garder une certaine cohérence avec les calculs du transport solide présentés dans la section 6.2.3.

6.3.5.2 Résultats sur la ligne d'eau

Le calage a été effectué à frottement uniforme pour les calculs hydrauliques. Il s'est appuyé sur les mesures de ligne d'eau disponibles (Fig. 6.24). L'objectif était de retrouver les mesures avec un coefficient de Strickler constant sur tout le domaine considéré. Les calculs ont donc été effectués en faisant varier le coefficient de Strickler de 20 $m^{1/3}/s$ à 60 $m^{1/3}/s$ avec un pas de 5 $m^{1/3}/s$ pour chaque modèle de turbulence disponible. Les meilleurs résultats ont été obtenus avec $k_s = 30\ m^{1/3}/s$, pour le premier modèle de turbulence (viscosité constante) (Fig. 6.25). La valeur RMSE obtenue pour ce calcul est de 0.31. Ceci indique que le modèle représente correctement la réalité du terrain.

La zone du Lac des Gaves semble être correctement simulée. En effet, les erreurs ne dépassent pas la vingtaine de centimètres sur ce secteur. C'est plus en amont que nous observons des erreurs plus importantes se rapprochant du mètre d'écart. Ceci peut être dû à un phénomène de rugosité local qui pourra être corrigé par l'affectation d'un coefficient de frottement spécifique à ce secteur. De manière générale, les tendances (courbe et ruptures de pente) semblent correctement modélisées.

Les résultats du modèle sont donc considérés comme satisfaisants quand ils sont comparés aux mesures disponibles, en particulier au vu des incertitudes de mesure qu'il s'agisse du LiDAR ou de la ligne d'eau et les approximations du modèle.

6.3.6 Calculs hydro-sédimentaires

Les calculs hydro-sédimentaires se basent sur l'événement de juin 2018 que nous supposons à l'origine des changements morphologiques visibles sur le terrain (Fig. 6.26). En effet, la durée de la thèse n'a pas permis de couvrir un autre événement à considérer pour nos simulations. Les données expérimentales (suivi : des placettes colorées, des profils en travers et les mesures de débit solide) 4 démontrent bien que le seul événement significativement morphogène détecté durant les trois ans de suivi, est celui de juin 2018.

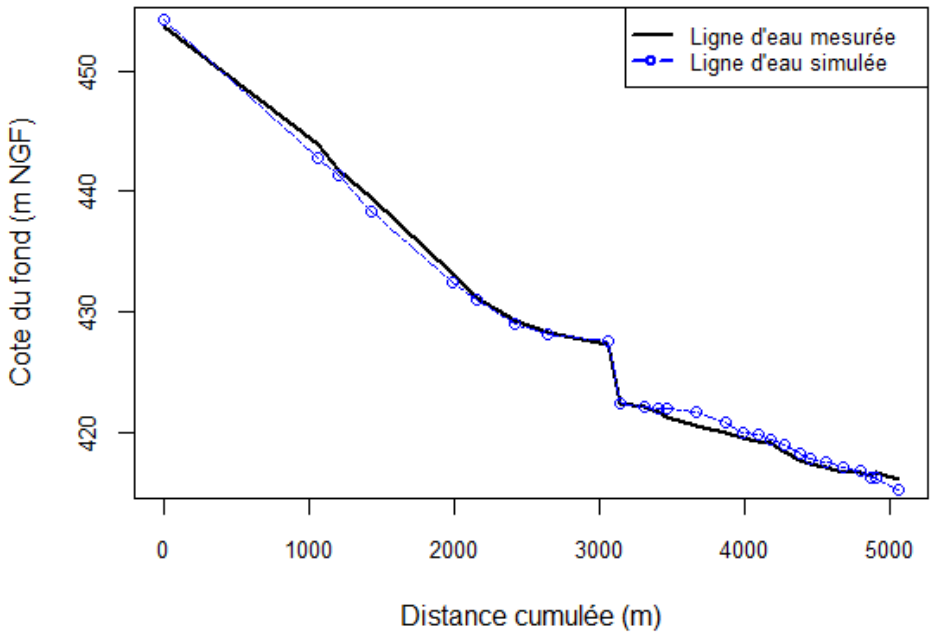


FIGURE 6.25 – Ligne d'eau obtenue pour le meilleur résultat de calage

Les paramètres de calage issus des calculs hydrauliques, à savoir un coefficient de rugosité de Strickler fixé à 30 $m^{1/3}/s$ et le modèle de turbulence à viscosité constante ont été retenus dans un premier temps pour les calculs hydro-sédimentaires. Il s'agissait ensuite de choisir un diamètre approprié et de lancer, dans un premier temps, des calculs avec les différentes formulations choisies. Cette première étape avait pour objectif d'identifier les formules adaptées au terrain d'étude.

La seconde étape était de tester les paramètres propres au transport solide et aux formules sélectionnées et d'analyser leur influence sur la performance des calculs.

Enfin, des calculs ont été effectués avec d'autres formulations de rugosité (Nikuradse et Ferguson qui a été implémentée) afin d'analyser l'influence de ce paramètre sur la performance des calculs.

Au total, plus de 40 simulations ont été effectuées pour différentes conditions et paramètres présentés dans les sections suivantes.

6.3.6.1 Choix de la formule de transport solide

Nous avons considéré dans un premier temps la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) considérée comme adaptée au transport modéré. Pour rappel, il s'agit d'une formule à seuil qui peut s'avérer peut satisfaisante au voisinage du seuil. Dans le cas de la crue de 2018, cela ne risquait pas d'être gênant étant donné que nous dépassions largement la contrainte critique.

La crue de juin 2018 représente un épisode de crue d'une période de retour décennale. Il s'agissait donc d'un événement d'amplitude élevée, ayant mobilisé une quantité importante de matériaux. Étant donné que la pertinence de la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) reste incertaine pour des situations de fort transport, d'autres formules disponibles dans le modèle ont été testées (Einstein-Brown, Engelund-Hansen : transport total et Van Rijn). De plus, la formule de Recking et al. (2013) a également été codée dans la

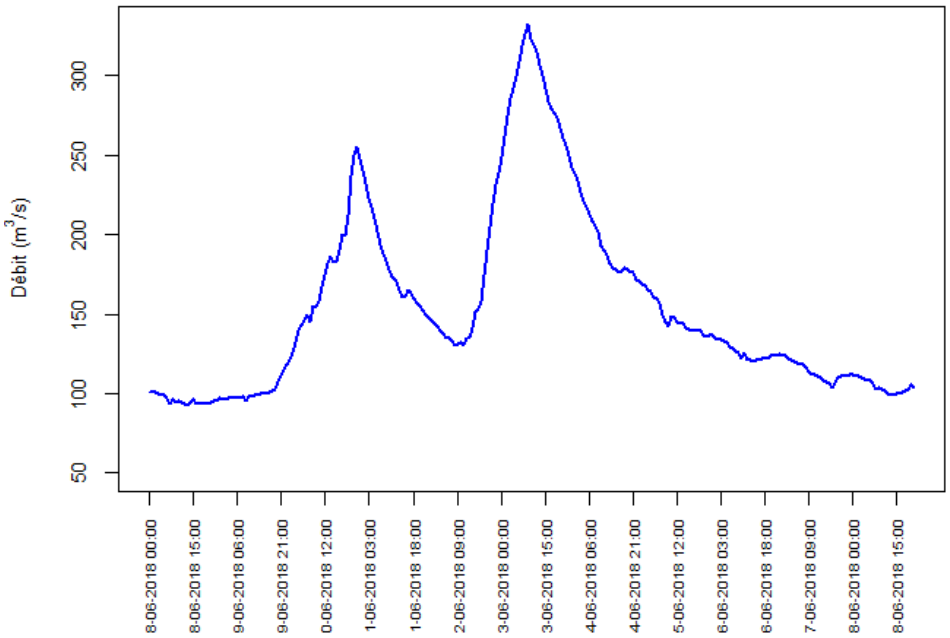


FIGURE 6.26 – Hydrogramme de la crue de juin 2018 considéré en entrée du modèle hydro-sédimentaire (source : Banque Hydro)

subroutine qsform.f, au vu des bons résultats obtenus dans le cadre des calculs du transport solide à l'échelle de la section.

Nous n'avons pas considéré de formule de transport solide en granulométrie étendue.

Les deux modes de transport (charriage et suspension) ont été considérés. Les granulométries considérées (D_{50} et D_{84}) sont issues de relevés de terrain (Chap. 4). Des tests de sensibilité du modèle ont été effectués en fonction de la répartition spatiale sur différents sites échantillonnés le long du tronçon du Lac des Gaves.

6.3.6.2 Méthode de calage

Le calage s'est basé sur le différentiel entre le LiDAR de 2019 et celui de 2016. Les zones en eaux présentes dans les deux LiDARs (reconstituées par simulation numérique) ont été exclues de la comparaison et apparaissent en bleu sur les cartes de comparaison.

Entre les deux campagnes de mesure, la crue décennale de juin 2018 a eu lieu que nous considérons principalement à l'origine des évolutions morphologiques observées sur le terrain. Comme évoqué précédemment, aucune donnée en lien avec une autre crue n'était disponible. Le modèle n'a donc pas été validé.

Le critère de performance BSS (section 6.3.3) a été calculé sur trois différentes entités topo-bathymétriques (Fig. 6.27) :

- une grille régulière avec un pas d'espace de 5 mètres de points situés dans le lit mineur au niveau du Lac des Gaves ;
- un profil en long ;
- 7 profils en travers.

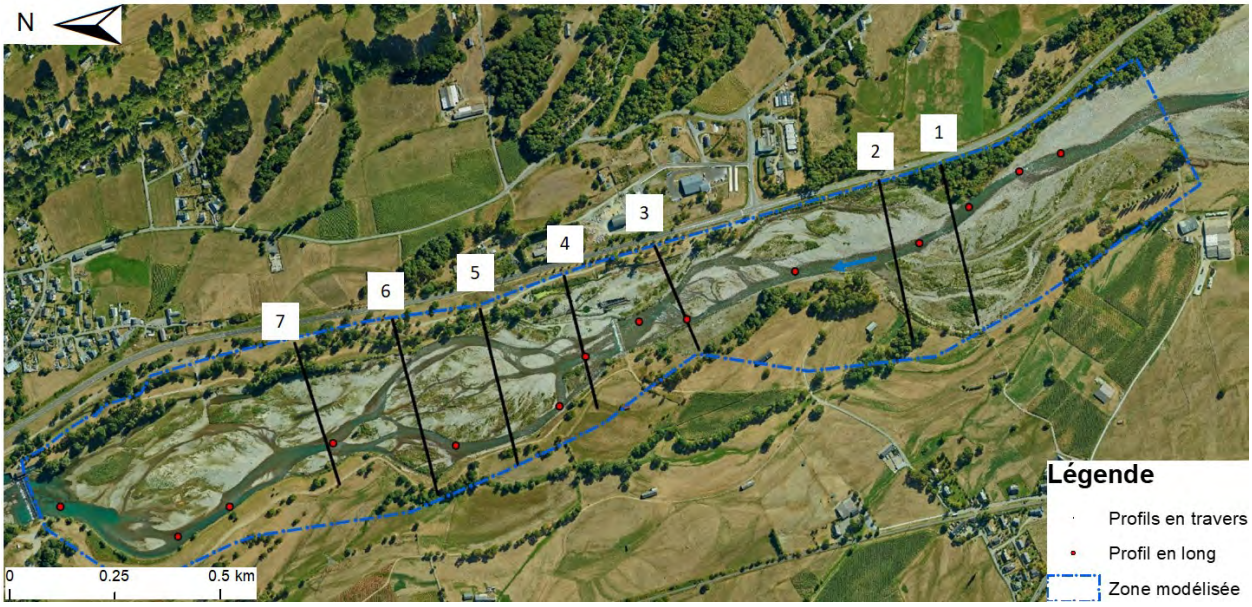


FIGURE 6.27 – Zones de calcul du critère BSS sur le tronçon du Lac des Gaves. La grille de points s'étendait sur l'emprise de la zone modélisée (en bleu)

Les valeurs de contrôle ("baseline" et référence) utilisées pour calculer le BSS ont été obtenues par interpolation de la cote de fond sur la base des deux LiDARs. Les valeurs simulées sont obtenues à travers l'interpolation des sorties du modèle.

6.3.6.3 Paramètres des calculs

Contrairement aux calculs hydrauliques, les calculs hydro-sédimentaires n'ont pas été effectués en état permanent. L'objectif était de reproduire la crue de juin 2018 et les différentes modifications morphologiques qu'elle a engendrées.

Pour les calculs sédimentaires, les seuils et protections de berges diverses sont considérés non érodables (Fig. 6.29). La définition des zones non érodables a été effectuée dans la subroutine "rigidbed.f". Les différentes options de traitement des fonds rigides offertes par le modèle ont donc été testées afin de déterminer celle qui correspond le mieux au terrain d'étude.

En plus du choix de la formulation de transport solide adaptée, les paramètres suivants ont également été testés dans le cadre de la calibration du modèle :

- la formule d'effet de la pente ;
- l'analyse de sensibilité en lien avec la taille du diamètre médian ;
- l'angle de frottement du sédiment ;
- le paramètre de Shields critique ;
- l'exposant de la formule de transport de Meyer-Peter and Müller (1948) ;
- le coefficient caractérisant l'influence de la pente sur la déviation du transport solide.

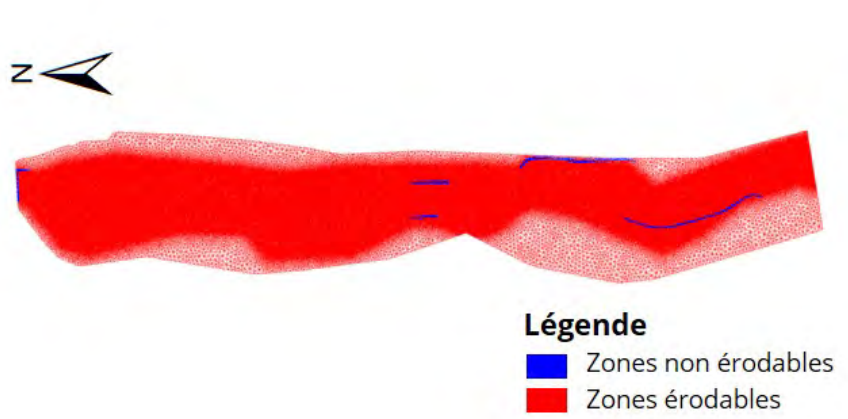


FIGURE 6.28 – Localisation des zones non érodables sur le tronçon du Lac des Gaves

6.3.7 Résultats

6.3.7.1 Résultats en lien avec la formulation de transport solide

Les formules de Meyer-Peter Müller, de Einstein, d'Engelund-Hansen et de Van Rijn, programmées dans SISYPHE, ont été simulées. Des calculs ont également été effectuées avec la formulation de Recking et al. (2013). Les paragraphes suivants détaillent les différents scores obtenus en fonction des différentes formules et des différents paramètres considérés pour le calage. Nous présentons l'analyse sur les trois types de données de mesure considérées : les profils en travers, le profil en long et la grille de points. Cette analyse montre qu'en fonction de l'échelle d'analyse choisie, les performances du modèles sont fortement variables.

BSS calculé sur la grille de points

Des quatre formules programmées dans SISYPHE, c'est celle de Meyer-Peter Müller qui obtient les meilleurs résultats avec un BSS de 0.04 lorsque nous considérons la grille de points. La formule de Van Rijn obtient un score de 0.02, celle d'Einstein obtient un score de 0.002 et enfin la formule d'Engelund-Hansen un score de -0.01. La formule d'Engelund-Hansen s'avère donc, lorsque la grille de points est considérée, bien moins performante que les autres formules considérées. L'analyse visuelle des évolutions montre que les évolutions sont très largement surestimées lorsque cette formule est considérée. La formule de Recking obtient un score de 0.01 ce qui la classe directement après la formule de Van Rijn.

Cette première analyse montre donc que la formule type Meyer-Peter and Müller (1948) paraît adaptée au modèle d'étude.

BSS calculé sur le profil en long

Le critère de performance calculé sur le profil en long indique que c'est la simulation effectuée avec la formule de Recking qui obtient le meilleur score (BSS = 0.24). La formule de Meyer-Peter Müller obtient un score de 0.02. La formule d'Einstein donne un score de 0.01, celle d'Engelund-Hansen un score de -0.01 et celle de Van Rijn donne un score de -0.23.

BSS calculé sur les profils en travers

Les scores obtenus avec le BSS sont résumés dans le tableau 6.9.

De manière générale, le calcul du BSS indique que la formule de Meyer-Peter-Müller est celle qui fournit les meilleurs résultats avec une valeur moyenne de 0.23 ce qui est plus que correct connaissant la morphologie

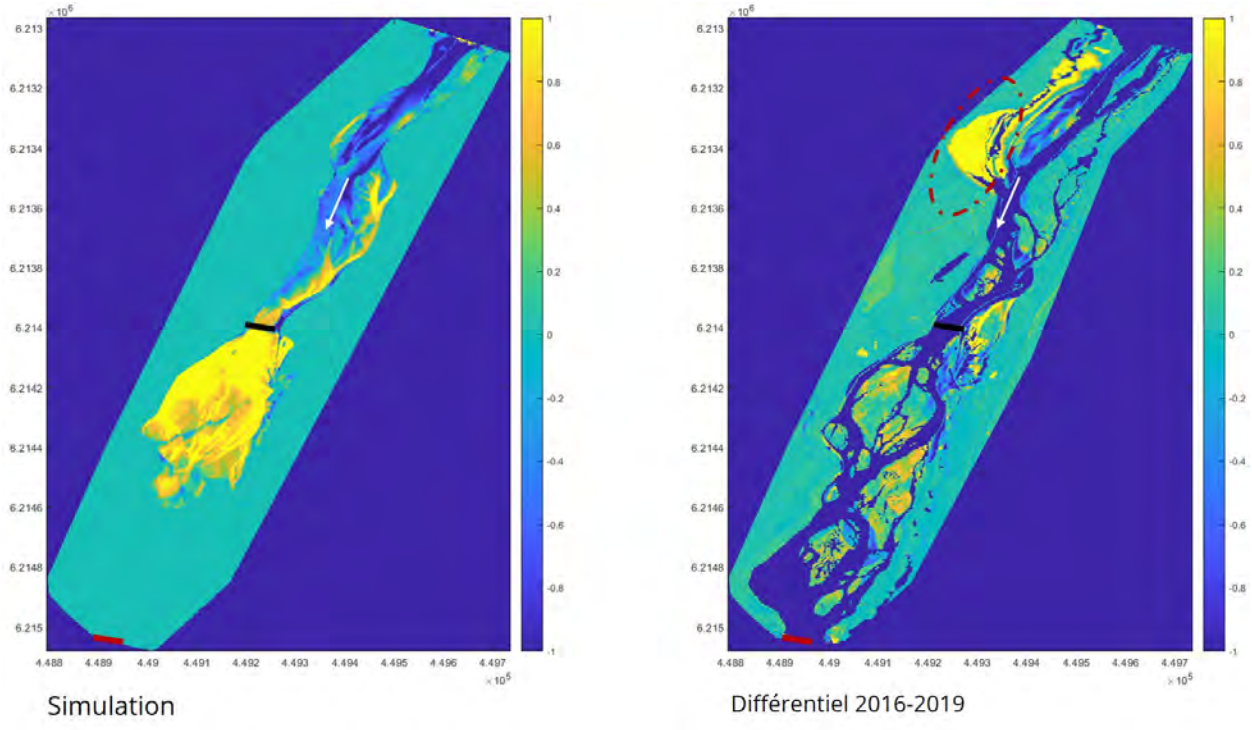


FIGURE 6.29 – Comparaison de l'évolution simulée avec la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) aux observations de terrain. Les rectangles noir et rouge représentent les seuils de Beaucens et de Préchac respectivement. La zone en rouge ayant fait l'objet de travaux, elle n'a pas été intégrée à la comparaison

complexe du site d'étude. La formule de Recking se place en seconde position avec un BSS moyen de 0.06.

Nous avons donc décidé de continuer les calculs avec ces deux formules, en modifiant les autres paramètres ayant une influence potentielle sur le transport solide comme énoncé dans la partie 6.3.6.3.

Bilan des résultats issus des différentes formulations

De manière générale, la formule de Meyer-Peter Müller semble fournir les meilleurs résultats. En fonction du choix de l'unité morphologique de vérification (*i.e.* grille de points, profil en long ou profils en travers) la formule de Recking se classe en seconde position, suivie de la formule d'Engelund-Hansen. Les profils en travers obtenus pour les meilleures simulations issues de la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) sont présentés dans la figure 6.30.

Connaissant la complexité morphologique du site d'étude et même si les valeurs de BSS paraissent faibles, les premiers résultats obtenus sont encourageants.

6.3.7.2 Résultats en lien avec les paramètres sédimentaires

En partant des deux formules de transport solide retenues, des calculs hydro-sédimentaires supplémentaires ont été effectués afin de tester les différentes paramètres sédimentaires ayant une influence potentielle sur la qualité des résultats.

Les paramètres des lois de transport, le coefficient de frottement et le nombre de Shields critique ne sont bien évidemment pas indépendants car ils influencent conjointement le même processus physique observé (De Linares, 2007). Toutefois, il est peu réaliste d'optimiser les différents paramètres en même temps. En effet, le nombre de simulations à mener serait beaucoup trop grand ce qui n'est pas envisageable au vu du temps imparti. Nous avons donc fait des hypothèses d'indépendance des paramètres et quelques uns ont été fixés lorsque la physique du comportement représenté était bien connue.

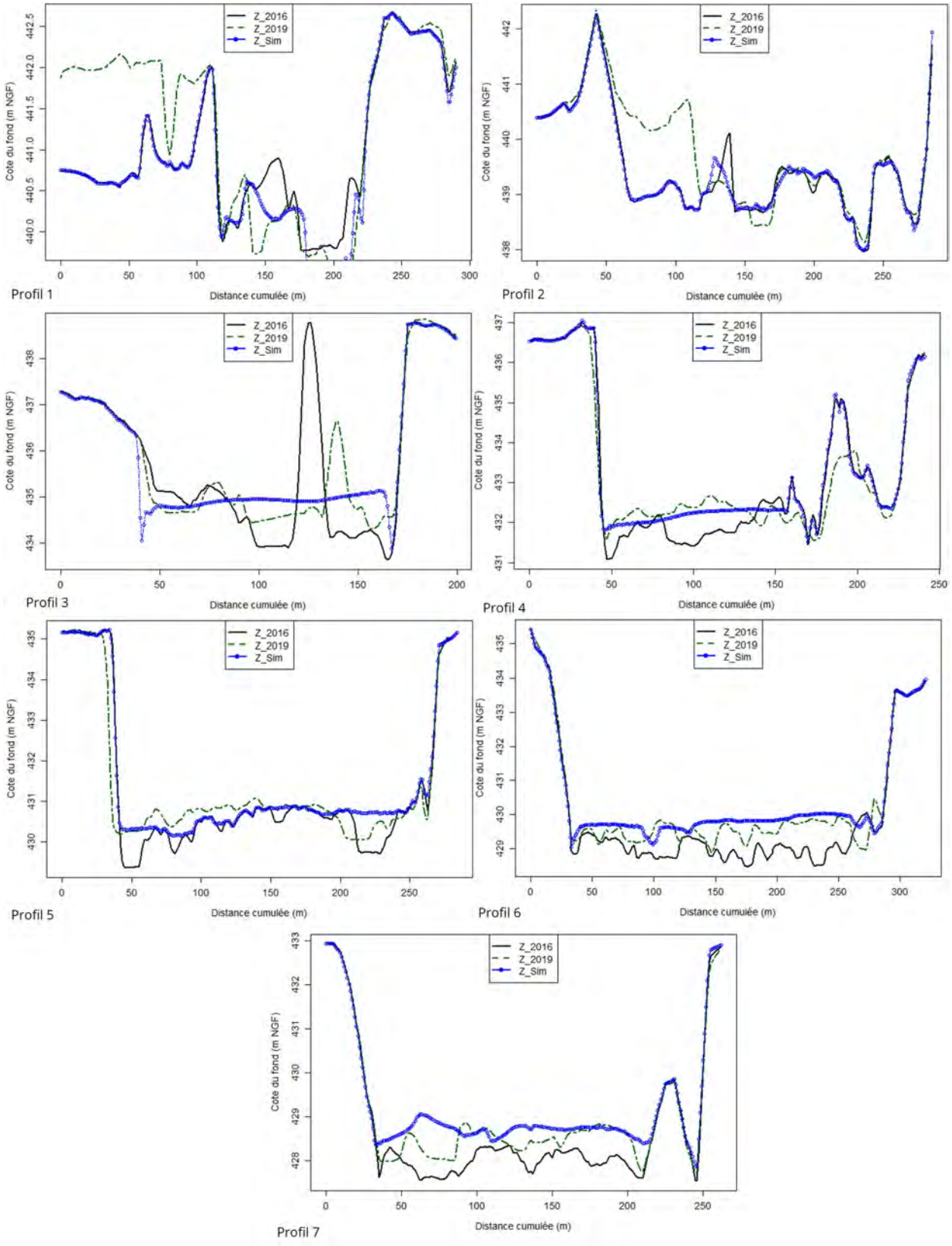


FIGURE 6.30 – Profils en travers obtenus avec les meilleures simulations comparés aux profils de 2016 et ceux de 2019

TABLE 6.9 – BSSs obtenus pour les différents profils en travers de contrôle couvrant le tronçon du Lac des Gaves

Profil n°	BSS MPM	BSS Einstein	BSS Engelund-Hansen	BSS Van Rijn	BSS Recking
1	0.05	-0.002	0.04	-0.02	0.01
2	0.007	0.002	-0.005	-0.08	0.01
3	0.07	0	0.005	-0.75	0.06
4	0.47	0.06	0.06	0.07	0.1
5	0.2	0.1	0.15	0.14	0.15
6	0.5	0.008	0.07	-0.008	0.04
7	0.3	-0.02	-0.007	0.04	0.07
Moyenne	**0.23**	**0.02**	**0.04**	**-0.09**	**0.06**

Formulation de Meyer-Peter and Müller (1948)

Pour la loi de transport de Meyer-Peter Müller, nous avons fait varier le **coefficient multiplicateur** du transport solide et la valeur de la contrainte de Shields critique dans un premier temps pour le même coefficient de Strickler ($k_s = 30\ m^{1/3}/s$) et la même taille de grains ($D_{50} = 4\ cm$).

La valeur du coefficient multiplicateur est par défaut, fixée à 8 dans le modèle SISYPHE. Des calculs ont été effectués en le multipliant par +/- 50%.

Sans surprises, les résultats (Fig. 6.31) indiquent que les dépôts de sédiments sont considérablement surestimés au sein du Lac des Gaves quand il s'agit d'augmenter la valeur du coefficient multiplicateur du transport. Des érosions importantes sont observées en amont du seuil de Beaucens atteignant à certain endroits - 1 m. Au sein du Lac, des dépôts très importants sont observés dépassant quelques fois les deux mètres. La valeur de BSS pour cette simulation est de -0.82.

La seconde simulation considérant un coefficient multiplicateur de 4, indique des évolutions plus modestes en amont. Les érosions sont plus faibles, mais il semblerait qu'une fois le seuil de Beaucens franchi, des dépôts tout de même importants se produisent. Cette simulation obtient un score de -0.1, la qualifiant de légèrement meilleure.

Ces deux simulations orientent vers le choix du coefficient multiplicateur proposé par défaut par SISYPHE ($\alpha_{MPM} = 8$). En effet, comme vu dans la section 6.3.7.1, les résultats de cette simulation obtiennent un score de 0.02.

Pour la **contrainte critique de Shields**, la même opération a été réalisée pour le coefficient multiplicateur défini par défaut dans SISYPHE ($\alpha_{mpm} = 8$) et les mêmes conditions hydrauliques. Initialement, le paramètre de Shields critique était défini à 0.047, valeur couramment utilisée dans la littérature. Nous avons donc fait le choix d'effectuer deux simulations multipliant ce coefficient par +/- 50%.

Les résultats indiquent que (Fig. 6.32) la simulation effectuée avec la plus faible contrainte critique a tendance à fortement surestimer les dépôts de matériaux dans le Lac des Gaves. En effet, des dépôts de plus de quatre mètres ont été simulés entre les deux seuils. L'érosion est, de la même manière, exagérée en amont du seuil de Beaucens pour cette simulation. Les résultats de performance sont d'ailleurs très mauvais étant donné que la valeur de BSS pour cette simulation est de -2.16.

Pour la seconde simulation, les dépôts sont nettement moins importants dans le Lac des Gaves. Le profil en long semble plutôt bien représenté en amont du seuil de Beaucens. Un "bourelet" se forme tout de même en aval immédiat du seuil de Beaucens, indiquant un effet de blocage topographique certainement lié au seuil considéré comme non érodable. En termes de performances générales, cette simulation obtient un score moins élevé que la simulation effectuée avec la valeur de contrainte par défaut : 0.047. Le score global de ce

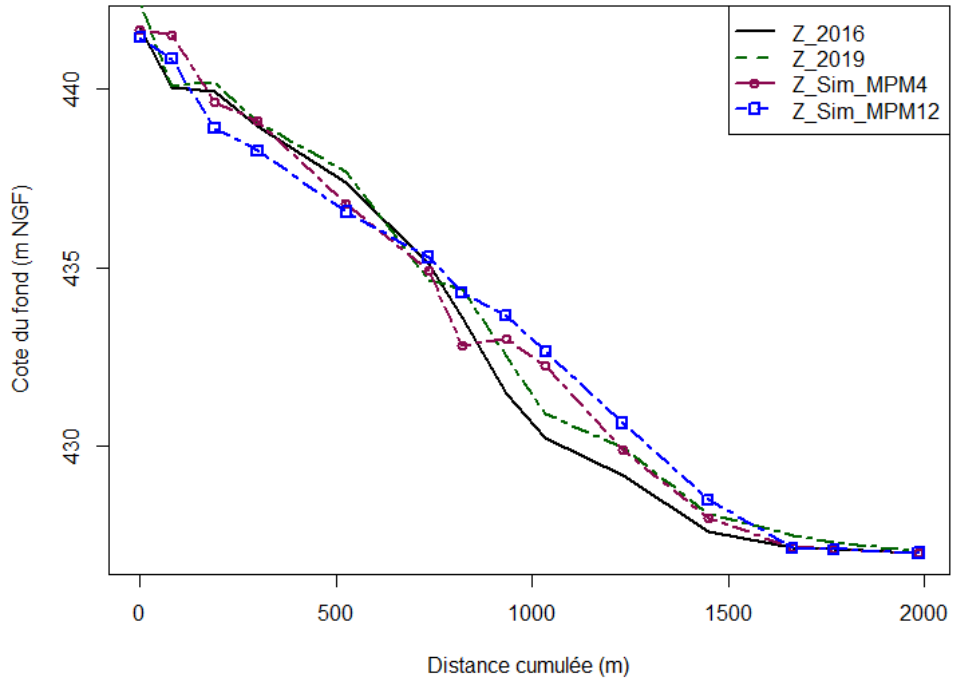


FIGURE 6.31 – Comparaison des profils en long simulés pour les deux coefficients multiplicateurs du transport solide ($\alpha_{MPM} = 4$ et $\alpha_{MPM} = 12$) aux profils mesurés

calcul est de -0.08 alors que celui effectué avec la valeur par défaut obtient un score de 0.02.

Ces résultats intermédiaires indiquent que la valeur de contrainte définie par défaut s'avère correcte et devrait être conservée pour les prochains calculs.

Ensuite, les deux formules d'**effet de pente** ont été testées avec un exposant de 5/2, recommandé pour les forts transports (De Linares, 2007). Les résultats obtenus ne présentent que très peu de différences. Entre les deux seuils du Lac des Gaves, il semblerait que la première formule ait tendance à surestimer le dépôt de matériaux par rapport à la seconde. Dans tous les cas, les deux formules exagèrent les dépôts de matériaux dans le Lac des Gaves et prédisent une érosion en amont alors que les mesures de terrain indiquent un léger dépôt. Dans les deux cas, il ne semble pas que l'utilisation de ce paramètre améliore les simulations étant donné que les scores de performance sont de -0.38 pour la première formule et -0.29 pour la seconde. Pour obtenir des résultats plus réalistes, il serait intéressant de considérer la diminution du coefficient β afin de minimiser les phénomènes morphodynamiques observés.

La seconde formule d'effet de pente (Eq. 6.24), considère un angle de frottement du sédiment connu aussi sous le nom d'angle de repos. Il a donc été question de faire varier ce paramètre de +/- 25%. La figure 6.34 montre les variations de profil en long en fonction des différents angles considérés (30, 40 : valeur de référence et 50°). Les résultats illustrent des fluctuations légères entre les trois angles retenus. Il semblerait qu'un angle de frottement plus faible a tendance a lisser légèrement plus le profil en long. Dans les trois cas, ce paramètre n'a pas d'influence notable sur les érosions exagérées observées en amont et les dépôts conséquents au sein du lac. Aussi, la valeur par défaut est conservée. Il est nécessaire de noter que ce paramètre ne peut être modifié que lorsqu'une formule à seuil est considérée.

Malgré le calage du **coefficient de frottement**, nous avons tout de même effectué des simulations en

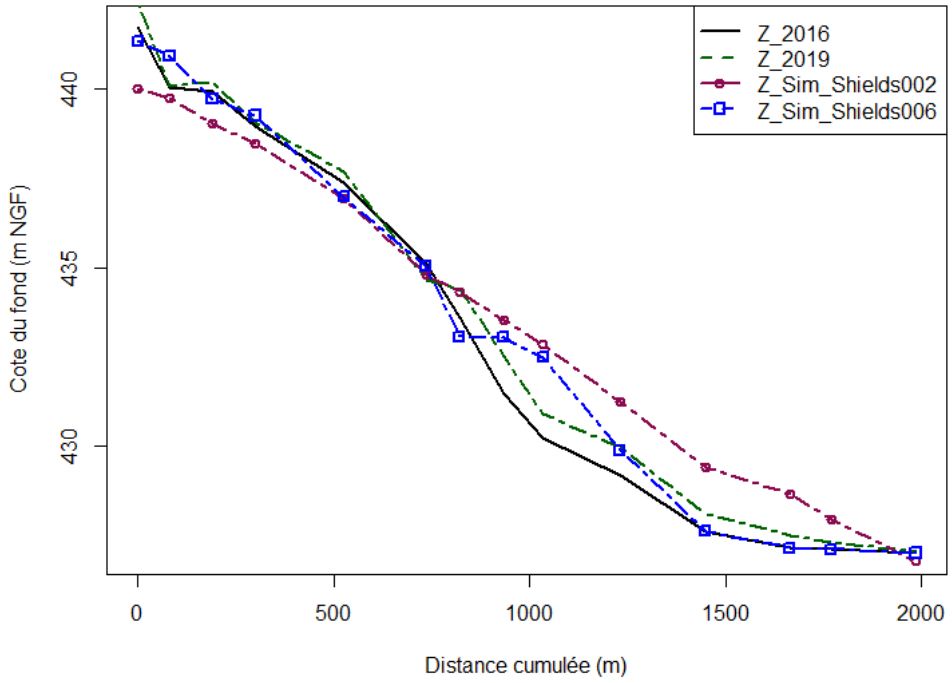


FIGURE 6.32 – Comparaison des profils en long simulés pour les deux contraintes de Shields critiques ($\tau_c = 0.02$ et $\tau_c = 0.06$) aux profils mesurés

faisant varier le coefficient de Strickler et en introduisant deux nouvelles formules : celle de Nikuradse et celle de Ferguson.

Au vu des dépôts exagérés observés au sein du Lac des Gaves, une simulation avec un coefficient de Strickler plus faible a été réalisée en vue de freiner les apports sédimentaires (Fig. 6.35). La figure 6.35 montre que la diminution de la valeur du coefficient abaisse fortement les apports de matériaux au sein du Lac des Gaves. Toutefois, cela a accentué les dépôts en amont seuil de Beaucens. Par conséquent, le BSS de cette simulation est plus faible (BSS = -0.001) que celui obtenu par le Strickler fixé par le calage hydraulique. Ce résultat fournit cependant une information intéressante pouvant aider à améliorer la performance du modèle. Un calage à deux coefficients de Strickler, un en amont du Lac et un à l'intérieur, serait pertinent à envisager afin d'améliorer la performance des simulations.

Comme indiqué précédemment, les **formules de Nikuradse et de Ferguson** ont également été testées (Fig. 6.36) pour des valeurs de coefficient de frottement égales au $D_{50} = 4\ cm$. La formule de Nikuradse a tendance a minimiser de manière générale le transport solide. La performance de cette simulation est de 0.002. La formule de Ferguson quant à elle semble exagérer les dépôts en amont et au sein du Lac des Gaves. Le score obtenu est de -0.02.

Un autre test a été effectué en introduisant le **transport par suspension**. Les résultats montrent que le transport par suspension a tendance à exagérer les dépôts dans le Lac des Gaves. En amont, il semblerait qu'au contraire, c'est l'érosion qui est surestimée. Cette simulation a obtenu un score de -1.06, ce qui nous a orienté vers l'exclusion du transport par suspension pour les conditions retenues, dans le cadre de nos modélisations.

Les différentes **options de traitement de fonds non érodables** ainsi que l'angle de frottement des sédi-

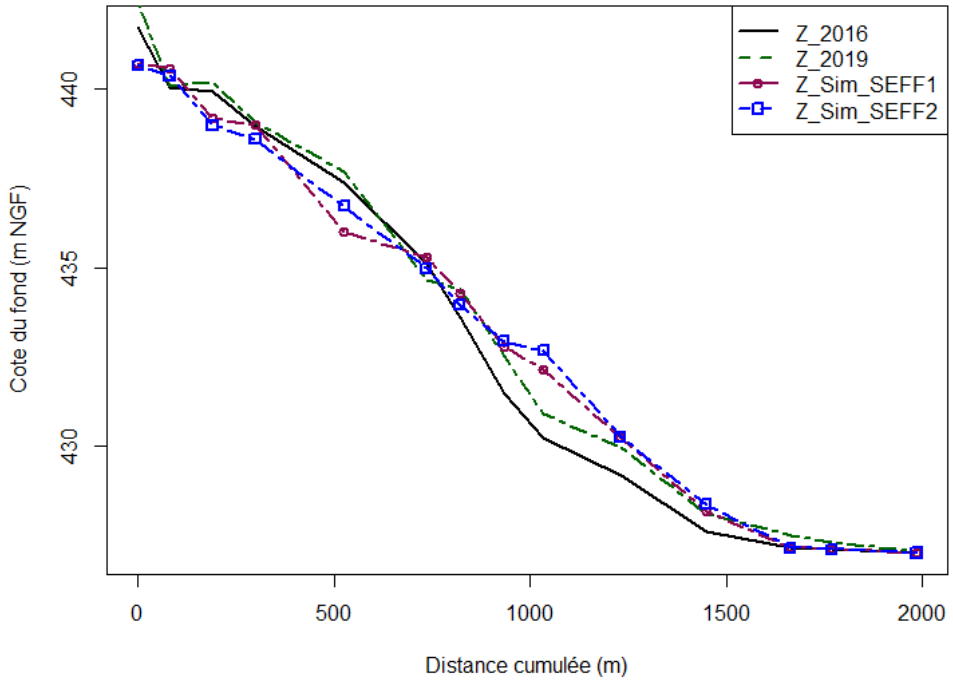


FIGURE 6.33 – Comparaison des profils en long simulés pour les deux formules d'effets de pente aux profils mesurés

ments ont également été testés. Pour ce paramètre, il s'avère que c'est la quatrième option (*i.e.* minimisation du débit solide en volumes finis) qui fournit les meilleurs résultats (BSS = 0.02).

Des tests ont également été effectués pour analyser la sensibilité du modèle au diamètre des matériaux. Pour rappel un $D_{50} = 4cm$, mesuré sur le terrain a été considéré de manière homogène sur toute la zone d'étude. Afin de vérifier l'influence de ce paramètre (pouvant être assimilée à des incertitudes sur la mesure ou des effets d'une granulométrie hétérogène), une simulation a été effectuée avec un diamètre médian de 1 cm et une autre avec un diamètre de 6 cm (Fig. 6.38).

En amont comme en aval du seuil de Beaucens, des phénomènes morphodynamiques conséquents sont observés pour le plus faible diamètre. Des érosions supérieures au mètre sont observées en amont du seuil de Beaucens et des dépôts supérieurs à 2 mètres au sein du Lac des Gaves. Au contraire, lorsqu'il s'agit du diamètre le plus important, très peu d'évolutions sont observées par rapport au profil de 2016. Le profil en amont du seuil de Beaucens est quasiment identique et en aval, de légers dépôts de matériaux sont observés. Enfin, pour la simulation effectuée avec le diamètre médian mesuré ($D_{50} = 4\ cm$), les légers dépôts observés en amont du seuil de Beaucens ne sont pas encore totalement représentatifs de la réalité du terrain. Dans le Lac des Gaves, des dépôts plus importants sont observés. Bien qu'il s'agisse du résultat le plus satisfaisant, les dépôts simulés restent inférieurs à certains endroits aux évolutions de terrain.

Cette analyse oriente vers l'intérêt de considérer la spatialisation du diamètre médian sur le domaine d'étude. En effet, afin de bien représenter le remplissage du lac suite à la crue de juin 2018, il semble intéressant d'attribuer au tronçon en amont du seuil de Beaucens une granulométrie plus grossière qu'en aval de celui-ci. En effet, les résultats obtenus indiquent qu'avec le diamètre actuellement considéré, le front de dépôt observé sur le terrain suite à la crue de juin 2018, est sous-estimé. A l'opposé, lorsqu'un diamètre bien plus faible est considéré, de fortes érosions sont simulées en amont.

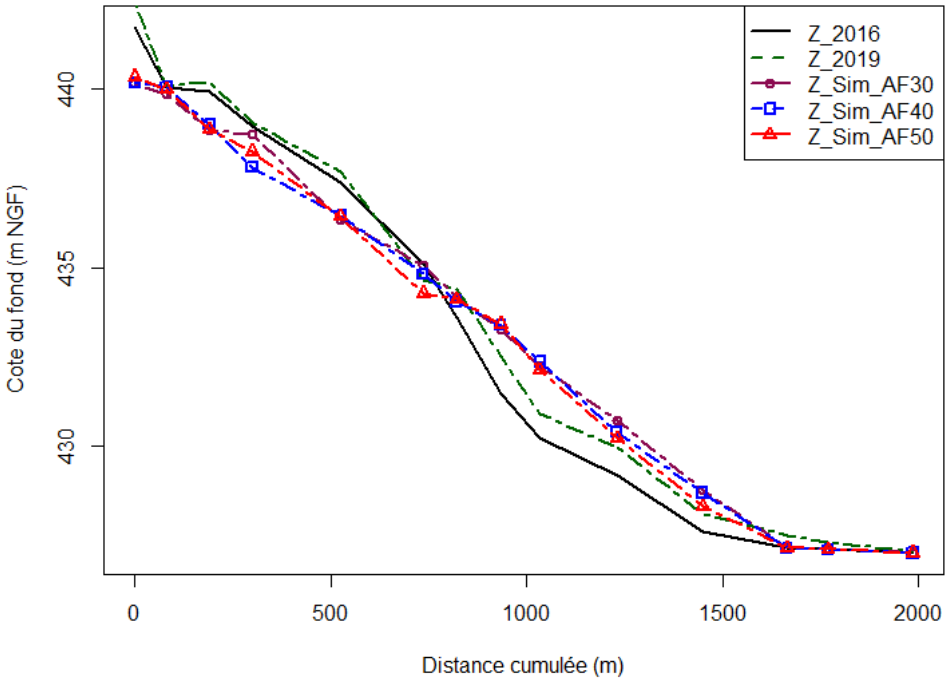


FIGURE 6.34 – Comparaison des profils en long simulés aux mesures pour différents angles de frottement des sédiments

Formulation de Recking et al. (2013)

De la même manière que pour la formule de Meyer-Peter and Müller (1948), les différents paramètres retenus ont été testés sur la formule de Recking et al. (2013). Les meilleurs résultats ont été obtenus avec les paramètres résumés dans le tableau 6.10 (BSS = 0.01).

TABLE 6.10 – Paramètres fournissant les meilleures résultats avec la formule de Recking et al. (2013)

Nom	Description	Valeur du paramètre
φ	Angle de frottement du sédiment	2
β	Coefficient caractérisant l'influence de la pente sur la déviation du transport solide	3.5
-	Option de traitement des fonds non érodables	4
-	Formule d'effet de pente	2

Les résultats visuels indiquent que la formule a globalement tendance à minimiser le transport solide en comparaison avec la formule de Meyer-Peter and Müller (1948). Ceci rejoint les résultats des calculs sédimentaires (section 6.2.3). D'autres pistes sont encore à explorer avec cette formule.

Le profil en long relevé au droit du Lac des Gaves (Fig. 6.40), indique que la simulation effectuée avec cette formule a tendance a surestimer très légèrement les dépôts en amont (quelques centimètres), et à les sous

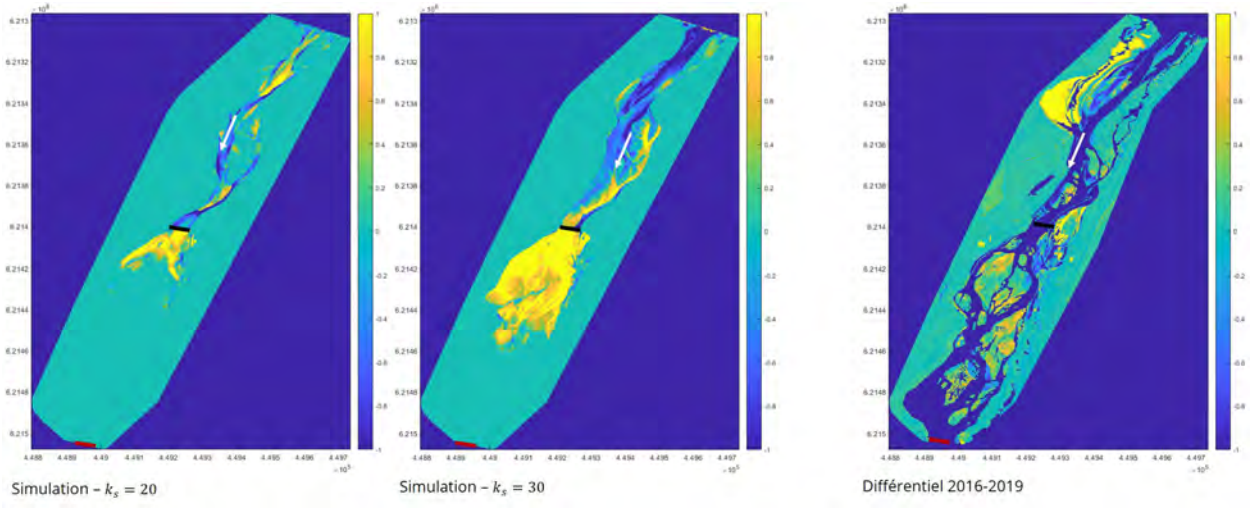


FIGURE 6.35 – Résultats obtenus pour $k_s = 20\ m^{1/3}/s$ et $k_s = 30\ m^{1/3}/s$. Les rectangles en noir et rouge indiquent la localisation des seuils de Beaucens et de Préchac respectivement

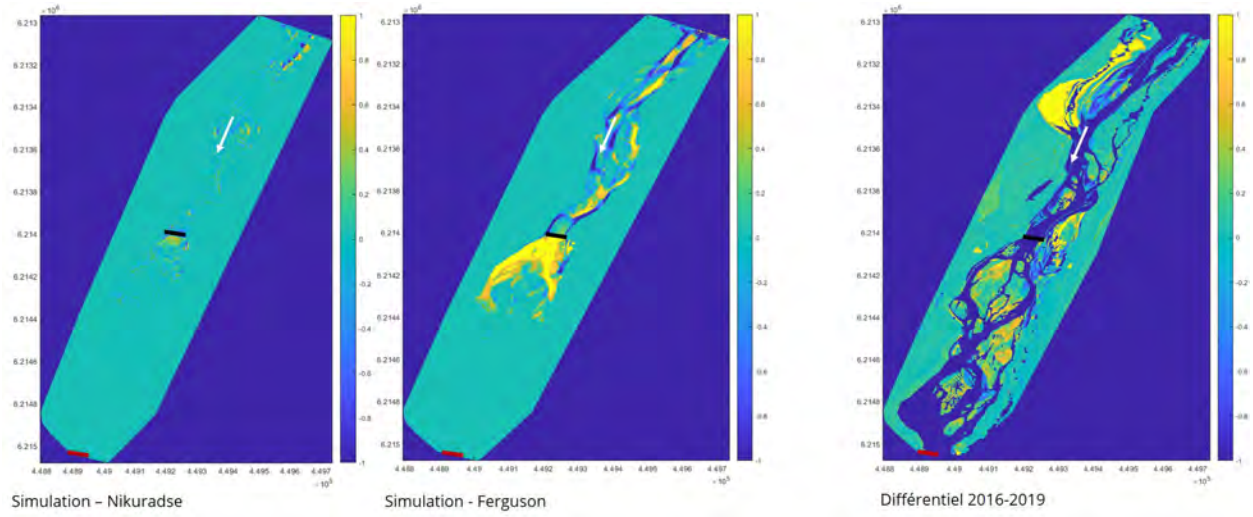


FIGURE 6.36 – Résultats obtenus avec la formule de frottement de Nikuradse et de Ferguson

estimer dans le Lac des Gaves. Ceci indique que la plupart des sédiments sont majoritairement déposés avant d'atteindre le seuil de Beaucens. Afin d'assurer leur acheminement jusqu'au Lac des Gaves il serait intéressant de faire varier le coefficient de frottement ou de le spatialiser. Une autre piste serait de tester la formule de frottement de Ferguson ou de Nikuradse afin d'évaluer leur influence sur ce type de formules. Recking (2013b), suggère d'ailleurs l'utilisation de la formule de Ferguson (2007) pour l'estimation des frottements. Il s'agit donc de la principale piste à explorer. Une troisième piste à considérer pour l'amélioration des résultats concerne la spatialisation de la granulométrie. En effet, comme observé pour la formulation de Meyer-Peter and Müller (1948), considérer un diamètre médian sur tout le domaine d'étude conduit à une sous-estimation des dépôts observés au sein du Lac des Gaves. Aussi, la considération d'un plus gros diamètre en amont du seuil de Beaucens et un plus faible en aval paraît pertinent et d'ailleurs en accord avec le gradient granulométrique observé sur le terrain.

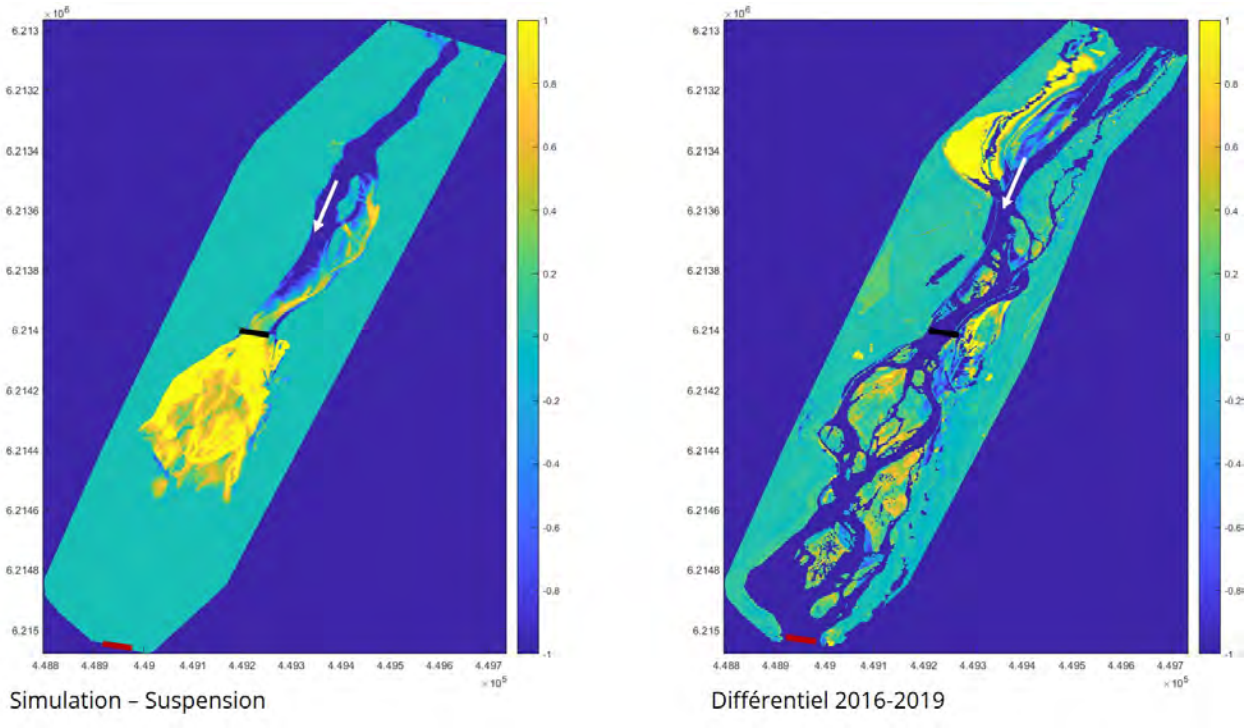


FIGURE 6.37 – Résultats obtenus avec l'introduction du transport par suspension

6.3.8 Bilan des calculs hydro-sédimentaires et perspectives

Les résultats obtenus, montrent à quel point les modèles 2D rencontrent des difficultés lorsqu'il s'agit de modéliser l'évolution d'un chenal à morphologie très complexe. Toutefois, malgré les faibles scores de BSS, les résultats sont encourageants. En effet, lorsqu'il s'agit de cours d'eau présentant des configurations s'apparentant à celle du tronçon du Lac des Gaves, il est parfois difficile d'obtenir un score de BSS supérieur à 0. Les processus morphologiques sont en effet mal représentés ou exagérés à certains endroits. Ceci suggère l'intégration de modifications localisées telles que la spatialisation de la granulométrie et du coefficient de rugosité. L'idée n'est bien évidemment pas de représenter à la perfection les différentes évolutions morphologiques observées sur le terrain. Cela n'est d'une part pas réaliste, au vu du nombre de modifications locales qu'il faudrait réaliser figeant le modèle et ne permettant pas de le réutiliser pour d'autres conditions. D'autre part, le modèle utilisé n'a clairement pas été développé à cet effet. Il s'agit d'arriver à des résultats les plus réalistes possibles à travers, par exemple, la bonne localisation des processus ayant eu lieu (*i.e.* les zones d'érosion ou de dépôt)) principalement et la reproduction des bons ordres de grandeur du transport solide. Des erreurs peuvent provenir d'autres éléments non pris en compte par le modèle. La granulométrie, par exemple, est une source potentielle d'erreur à considérer. L'alimentation en sédiments par l'amont présente également une source d'erreurs non négligeable.

Le BSS s'est avéré être un outil efficace pour l'analyse de la performance des simulations. En effet, il permet d'avoir rapidement, une idée globale du comportement du modèle. Toutefois, en fonction de l'unité morphologique sur laquelle il est appliqué, les résultats de performance peuvent être très variables. Aussi, en fonction du besoin de l'utilisateur, le choix de l'unité morphologique de contrôle est très important et peut être déterminant pour le calage du modèle.

Deux formulations différentes ont été retenues : la formule de Meyer-Peter and Müller (1948) disponible dans SISYPHE et celle de Recking (2013b) que nous avons intégrée. Le rôle des différents paramètres a été évalué en les faisant varier par rapport au calcul de référence. De manière générale, la formule de Recking

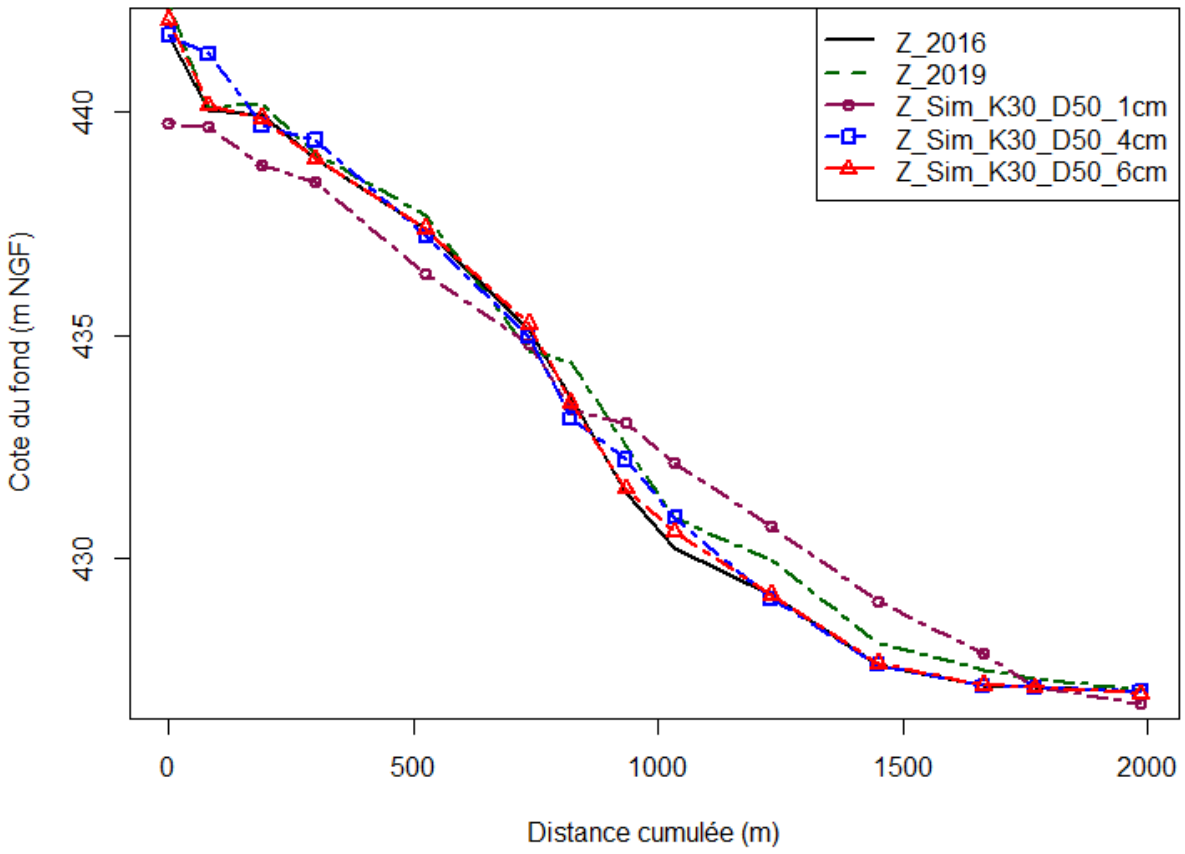


FIGURE 6.38 – Comparaison des profils en long simulés pour les diamètres médians 1 cm, 4 cm et 6 cm aux profils mesurés

(2013b) a tendance à minimiser le transport solide par rapport à celle de Meyer-Peter and Müller (1948) sur le tronçon étudié ce qui est en accord avec les calculs de transport solide effectués sur les sections en travers (section 6.2.3). Ces deux formules ont donné globalement des résultats satisfaisants, lorsque le profil en long est pris en compte pour l'analyse de performance ($BSS_{MPM} = 0.13$ et $BSS_{Rck} = 0.24$).

Pour la formule de Meyer-Peter and Müller (1948), certains paramètres de la loi ont été modifiés afin d'analyser leur influence. En ce qui concerne le facteur multiplicateur, les résultats montrent, une évolution faible lorsqu'il s'agit de le diminuer ($\alpha_{mpm} = 4$) et trop forte en l'augmentant avec des dépôts excessifs observés dans le Lac des Gaves. Ces deux simulations nous ont orientés vers le choix du coefficient par défaut proposé par le modèle SISYPHE. Les tests effectués en modifiant la valeur du paramètre de Shields critique ($\tau_c^* = 0.02$ et $\tau_c^* = 0.06$) montrent que les évolutions observées sont bien plus importantes que lorsqu'il s'agit de faire varier le coefficient multiplicateur du transport solide. Cette sensibilité importante au paramètre de Shields indique que la mise en mouvement sur le terrain a lieu pour des valeurs plutôt élevées du seuil critique. Les calculs qui ont suivi ont été effectués avec la valeur par défaut. Il s'agissait ensuite, de modifier l'effet de pente. Les premiers calculs ont été effectués sans effet de pente. Les deux formules d'effet de pente ont ensuite été testées. Le coefficient β a été fixé à 3.5 pour la deuxième formule et l'angle de frottement des sédiments à 40°, valeur par défaut pour la première formule. La valeur de β est conseillée pour des transports

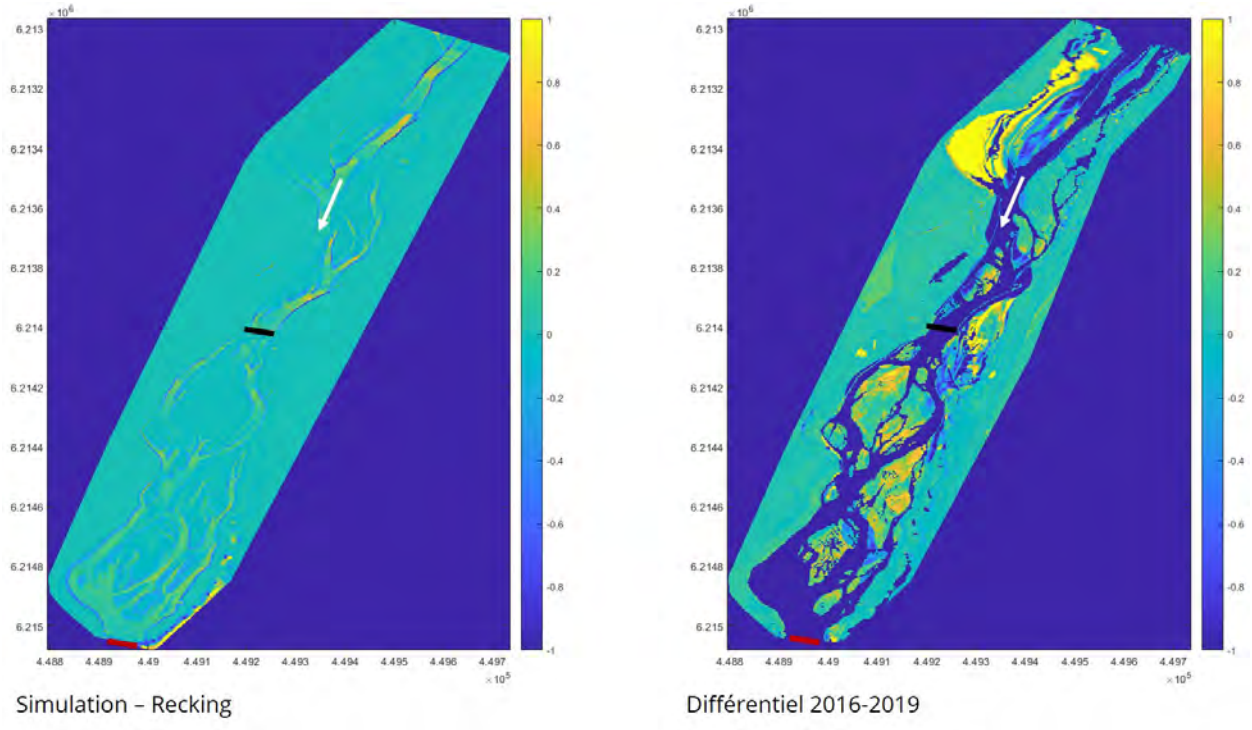


FIGURE 6.39 – Résultats obtenus avec la formule de Recking et al. (2013) pour les paramètres énoncés dans le tableau 6.10

élevés. Les deux formules ont eu un effet "lissant" sur le profil en long du tronçon du Lac des Gaves en particulier la seconde. Dans les deux cas, une érosion et des dépôts exagérés ont été observés en amont et en aval du seuil de Beaucens respectivement. La considération de ces effets est intéressante et la principale conclusion à tirer de ces simulations est que des calculs avec un coefficient β plus faible seraient intéressantes à envisager, afin de diminuer les surestimations observées. Il serait également intéressant d'analyser l'effet de la formule de déviation (*i.e.* formule qui corrige la direction du transport solide avant la résolution de l'équation d'évolution du lit) et du coefficient associé.

La formule de Recking (2013b), a tendance à globalement minimiser le transport solide mais il semblerait qu'elle se comporte bien mieux spatialement (cohérence des résultats en amont et en aval). De légers dépôts ont été observés en amont et en aval du seuil de Beaucens. Les résultats sont donc encourageants mais ils mériteraient d'être améliorés en considérant les éléments suivants :

1. en priorité, d'autres formulations de rugosité devraient être testées. En effet, cette formule a été justement développée en prenant en considération la rugosité de Ferguson (2007) ;
2. la sensibilité et la spatialisation de la granulométrie devrait être analysée ;
3. la sensibilité aux effets de pente pourrait également être considérée.

Une des principales conclusions des calculs hydro-sédimentaires effectués indique qu'il est difficile de statuer sur des paramètres homogènes sur tout le domaine d'étude. En effet, si un seul coefficient de rugosité peut aboutir à de bons résultats lorsqu'il s'agit des calculs hydrodynamiques, des conclusions identiques ne peuvent pas forcément être tirées pour les calculs hydro-sédimentaires. Il se trouve que la nature du modèle construit repose sur un nombre important d'hypothèses qui le rendent forcément incertain. Aussi, cette première approche de modélisation a servi à identifier et comprendre le rôle des différents processus impliqués.

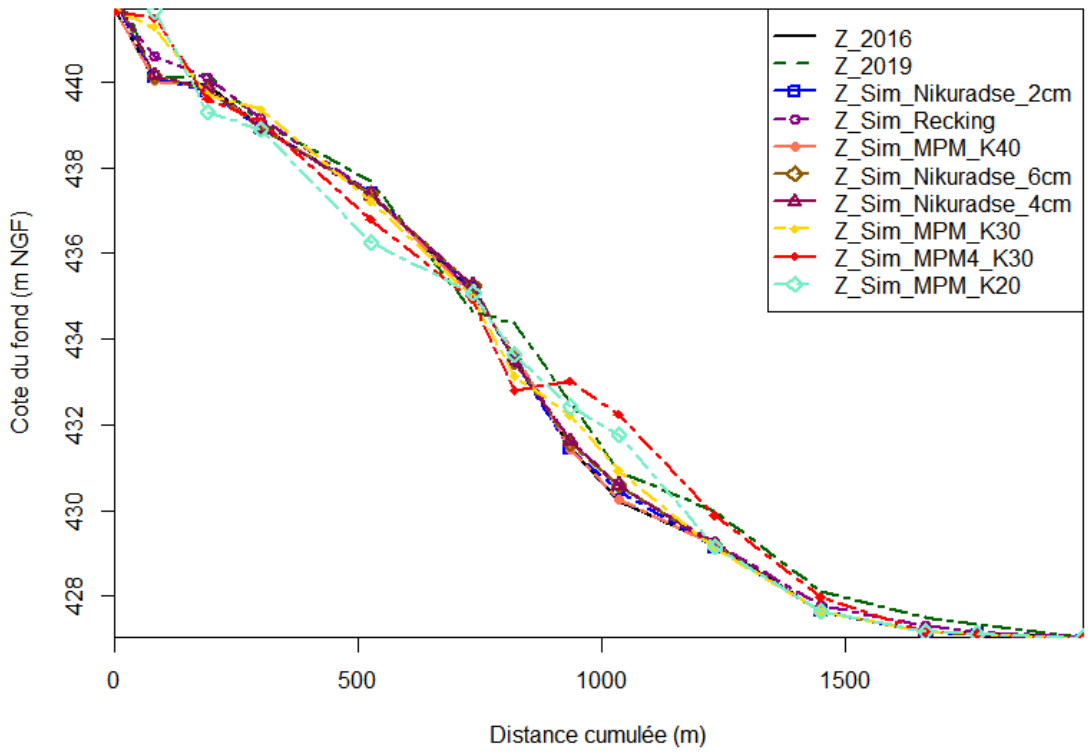


FIGURE 6.40 – Profils en long issus des meilleures simulations

Concernant la granulométrie, des enseignements similaires ont pu être tirés. En effet, pour des rivières de piémont, à granulométrie grossière et étendue, considérer un seul diamètre pour tout le domaine ne paraît pas pertinent. Une granulométrie étendue, représentant le gradient granulométrique observé sur le terrain, doit nécessairement être prise en compte. La difficulté de ce genre de sites, en comparaison avec des sites à morphologie plus "simple", réside donc dans le fait qu'il est nécessaire d'avoir des connaissances détaillées de la morphologie et de la granulométrie du site étudié.

Quatrième partie

Approche participative

CHAPITRE 7

Apport de la modélisation participative

“ Alone we can do so little ; together we can do so much ”

Helen Keller,

Sommaire

7.1 Mise en contexte . . . 261
7.2 Introduction . . . 262
7.3 Cadre de modélisation . . . 263
7.3.1 Contexte collaboratif transdisciplinaire . . . 263
7.3.2 Approche participative . . . 263
7.3.3 Gestion des incertitudes . . . 264
7.3.4 Les Réseaux Bayésiens comme outil d’appui . . . 265
7.4 Méthode . . . 266
7.5 Construction du modèle . . . 269
7.5.1 De l’approche physique... . . . 269
7.5.2 ... à l’approche participative . . . 269
7.6 Résultats . . . 275
7.6.1 Scénario BAU - Business As Usual . . . 278
7.6.2 Scénario AS - Abaissement de seuil . . . 278
7.6.3 Scénario SS - Suppression des deux seuils . . . 279
7.7 Discussion . . . 279
7.7.1 Sur l’aspect participatif . . . 279
7.7.2 Sur les résultats du modèle . . . 281
7.7.3 Sur la performance des Réseaux Bayésiens comme outils de modélisation . . . 281
7.7.4 Sur l’approche participative en général . . . 282
7.8 Conclusion et perspectives . . . 282

7.1 Mise en contexte

Les chapitres précédents ont montré la diversité des critères et des enjeux, le caractère incertain des phénomènes impliqués et les aspects multi-échelles à prendre en considération dans un projet de restauration. Des approches intégrées sont donc nécessaires pour aider les gestionnaires des cours d’eau à faire des prévisions sur l’évolution des problématiques hydromorphologiques, socio-économiques, sécuritaires et écologiques. Une telle approche peut fournir des informations précieuses à intégrer dans les plans de gestion

sur le long terme. Elle permet de tenir compte de l'interaction et de l'équilibre entre les intérêts des parties prenantes et le bon fonctionnement du système fluvial.

Ce chapitre vise à présenter une approche participative connaissant les modifications hydromorphologiques qu'elles peuvent induire et leurs impacts sur les aspects sécuritaires, écologiques et socio-économiques. Afin d'impliquer les différents acteurs locaux, nous avons organisé plusieurs ateliers, afin de comprendre leur perception du problème et les solutions leur paraissant importantes à envisager. Pour soutenir cette approche, nous avons utilisé les Réseaux Bayésiens (RBs) comme outils de modélisation. Les graphiques causaux qui les structurent peuvent en effet combiner des connaissances transdisciplinaires, multidimensionnelles et des données de natures diverses. Nous introduisons dans un premier temps la méthodologie adoptée, suivi des graphiques causaux élaborés avec l'aide des parties prenantes. Ces graphiques sont ensuite convertis en RBs composés de nœuds de décision et d'utilité visant à aider à la décision. Cette méthodologie est finalement appliquée au tronçon du Lac des Gaves.

7.2 Introduction

L'ambition du projet global dans lequel s'inscrivent les travaux décrits dans ce chapitre est de proposer des solutions durables pour la réhabilitation d'un cours d'eau perturbé par des pressions naturelles (crues, avulsion, etc.) et anthropiques (extractions de sédiments, construction d'ouvrages hydrauliques, chenalisation, etc.). Cette tâche est rendue complexe par la diversité des acteurs impliqués dans la recherche et la mise en œuvre de solutions de restauration, mais aussi par les résultats qui en découlent en termes d'usages en lien avec le cours d'eau. La recherche de solutions implique différentes parties prenantes associées aux différents composants de l'hydrosystème fluvial (Amoros and Petts, 1993) et nécessite de ce fait une analyse multicritère approfondie.

Le fonctionnement naturel de l'hydrosystème fluvial a été décrit en détails dans le chapitre 1. Pour rappel, ce dernier est défini par un équilibre complexe entre des facteurs morphologiques (*e.g.* configuration et régime d'écoulement, transport de sédiments, etc.), physico-chimiques (*e.g.* taux d'oxygène, température, qualité de l'eau et des sédiments, etc.) et éco-biologiques (population piscicole, macro invertébrés, zones riveraines, végétation aquatique, etc.) (Gregory, 2006). L'objectif premier du réaménagement d'un cours d'eau doit donc éviter de perturber son équilibre fragile tout en facilitant la cohabitation avec ses communautés riveraines (*e.g.* population, terres agricoles, etc.) ou ses utilisateurs (*e.g.* agriculteurs, éleveurs, pêcheurs, producteurs d'énergie, sports d'eaux vives, activités récréatives, etc.) (Voinov and Bousquet, 2010).

Les méthodologies abordées dans les chapitres précédents (Chapitres 4, 5 et 6), nous ont permis de démêler les principaux mécanismes ayant conduit à l'état actuel du Lac des Gaves. Afin de couvrir toutes les disciplines impliquées dans ce projet, il était également question d'intégrer l'avis des acteurs locaux provenant d'horizons différentes sur la problématique. Dans ce cadre, ce chapitre clôture la démarche méthodologique de cette thèse, en présentant une tentative d'application de la Modélisation Participative, concept que nous définirons un peu plus tard dans ce chapitre, en s'appuyant sur les RBs afin de favoriser la définition d'un scénario de restauration pour le tronçon du Lac des Gaves.

Ce chapitre sera donc divisé en cinq parties. La section 7.3 traitera le cadre de la modélisation. Nous présenterons ensuite dans la section 7.4, la méthodologie mise en place et comment celle-ci a été instanciée (section 7.5) à notre cas d'étude. La section 7.6 introduira ensuite les résultats de l'un des modèles développés en lien avec la sécurité des biens et des personnes, pour terminer par une discussion (section 7.7) sur les avantages et les inconvénients de ce type d'approches et sur la manière dont elles pourraient être implémentées dans d'autres terrains.

7.3 Cadre de modélisation

7.3.1 Contexte collaboratif transdisciplinaire

Comme brièvement expliqué, la recherche de solutions de restauration se fait dans un cadre multicritères, en lien avec les besoins et contraintes exprimés par les différentes parties prenantes impliquées, mais aussi dans un contexte inter-disciplinaire. Il s'agit dans un premier temps de déterminer les disciplines susceptibles d'apporter des connaissances pour la définition opérationnelle de solutions de restauration du tronçon du Lac des Gaves. Il en résulte une combinaison d'approches dont l'objectif est d'enrichir les informations recueillies, et, par conséquent, une compréhension plus complète, systémique, voire holistique de l'objet d'étude. L'interdisciplinarité combine les différentes approches impliquées dans le but commun d'étudier un même objet, mais dans une perspective plus globale. La transdisciplinarité offre la possibilité d'intégrer différentes perspectives, d'aller au delà des paradigmes disciplinaires, de considérer l'objet d'étude dans toute sa complexité à travers une vision globale et systémique et de mettre en place une plateforme formelle qui donne l'opportunité à toutes les parties impliquées de participer à l'ensemble du processus (Graf, 2019; St et al., 2014). Cette notion de transdisciplinarité est fondamentale dans le cadre de l'approche considérée dans ce travail de recherche. En effet, ce dernier combine l'expertise interprofessionnelle, utile à la prise de décision et la considération des différents angles épistémologiques à travers lesquels un système doit être abordé (Livet, 2019).

La recherche d'un cadre favorisant la transdisciplinarité implique de réunir les différents acteurs à travers des échanges et des discussions. Pour ce type d'organisation, le groupe de travail est assimilé à un système en interactions permanentes permettant de dépasser les limites imposées par le travail individuel et de combiner les efforts en actions communes. Cela nécessite des mécanismes de coordination entre les différents participants. En ce sens, chaque acteur impliqué doit avoir une vision globale de l'environnement de travail dans lequel il participe et interagit. A travers cette confrontation, il devient possible d'identifier les attentes et l'impact des actions sur l'environnement concerné (Maksimov and Fricker, 2019; Neely et al., 2019). Ce projet considère donc un des aspects clés de la transdisciplinarité. Il implique les acteurs dans la recherche de solutions de restauration depuis l'identification du problème jusqu'à la définition d'objectifs et de stratégies.

L'intégration de différents points de vue dans la recherche d'une solution est une activité complexe qui nécessite la prise en compte conjointe d'aspects cognitifs, techniques, sociaux, économiques, temporels, etc. L'effort collectif est une réponse à la complexité de cette tâche. Les acteurs ou les sujets proviennent de milieux disciplinaires et culturels différents nécessitant une adaptation des mécanismes de compréhension. Il est donc évident que le rôle de la coopération est crucial pour favoriser la convergence transdisciplinaire. Cette coopération peut se faire à travers plusieurs moyens, mais l'approche qui nous paraît la plus efficace semble reposer sur le concept de la Modélisation Participative (Schneider and Rist, 2013; Smetschka and Gaube, 2020).

7.3.2 Approche participative

La modélisation participative est une méthode qui implique un groupe d'individus dans le développement d'un modèle pour améliorer la compréhension d'un système donné, de ses problèmes et des solutions possibles. Cette approche peut donc conduire directement ou indirectement à de meilleures stratégies de gestion. Le produit de cette méthode est la génération d'une compréhension collective parmi les constructeurs du modèle au cours du processus, plutôt que le modèle lui-même (Crevier and Parrott, 2019).

Il existe différentes façons d'organiser un tel exercice et plusieurs types de modèles peuvent être construits (Stave et al., 2019), mais les objectifs généraux d'un tel exercice sont les suivants :

- les parties prenantes améliorent leur compréhension globale du système ;
- ils apprennent et comprennent les points de vue des uns et des autres ;

- le groupe forge ainsi une compréhension commune (partagée par les parties prenantes) du système, des dysfonctionnements et des solutions.

Les processus de conception participative se sont développés en Suède depuis les années 1970 pour traiter la question du partage du pouvoir entre l'employeur et le syndicat. Les outils utilisés étaient rudimentaires et reposaient sur l'utilisation de manuels et de listes de contrôle. Dans les années 1980, et afin de récolter les connaissances des utilisateurs pour améliorer la qualité de la solution finale, des méthodes d'entretien avec des experts (représentants des concepteurs et des utilisateurs) ont été développées (Lepreux et al., 2012). Cependant, la délégation des connaissances aux correspondants a été entravée par la crainte d'une mauvaise utilisation et les méthodes n'ont pas donné les résultats escomptés. Au milieu des années 1990, le concept de processus de conception collective est apparu. Il reposait sur le principe selon lequel toutes les parties prenantes sont considérées comme des experts et leur participation est fondée sur leurs propres connaissances plutôt que sur les rôles qu'elles jouent ou les intérêts qu'elles représentent. Il s'agit donc d'un processus collectif auquel tous ceux qui sont concernés par les résultats du processus contribuent activement avec leurs différentes expertises. Diverses techniques sont apparues depuis pour instrumenter ce processus. On peut citer notamment les principes de l'ingénierie simultanée, le développement d'outils informatiques (RUP : Rational Unified Process [1], UML : Unified Modeling Language [2]) ou méthodologiques tels que le jeu de rôle ou la méthode des moments [3] (Halbe et al., 2018; Ormond et al., 2019).

Les principes de la Modélisation Participative, y compris les techniques de quantification des préférences des parties prenantes, les questions soulevées par cette approche et la qualité des résultats obtenus ont fait l'objet de plusieurs études (Carr, 2015; Heldt et al., 2016; Hemmerling et al., 2019; Jordan et al., 2018; Luyet et al., 2012; Petursdottir et al., 2013; Reichert et al., 2007). Comme la notion de collaboration est considérée supérieure à la seule notion de participation, dans Basco-Carrera et al. (2017), les auteurs font la distinction entre la modélisation collaborative et la Modélisation Participative. Nous sommes d'accord avec cette notion même si, plus loin dans ce chapitre, nous ferons référence à la Modélisation Participative pour désigner l'action collaborative conduisant à la prise de décision dans un cadre fortement coopératif.

Aussi intéressantes que soient ces méthodes, elles pourraient ne pas être pertinentes si elles ne prenaient pas en compte les incertitudes des problèmes et les niveaux de confiance associés aux connaissances introduites.

7.3.3 Gestion des incertitudes

La Modélisation participative est généralement conduite dans un environnement caractérisé par la présence de nombreuses incertitudes (Sear et al., 2007). Ces incertitudes peuvent être de différentes natures. Une incertitude objective ou résiduelle n'est pas évitable et persiste même si tous les efforts consistant en la récolte de toutes les informations possibles ont été consentis. L'incertitude subjective ou épistémique, en revanche, est liée à une méconnaissance du système étudié ou à une méfiance à l'égard d'un processus décisionnel.

Il est utile de distinguer trois formes d'incertitudes. L'incertitude d'état désigne une situation dans laquelle les variables qui décrivent un système sont bien comprises, mais leur valeur est inconnue. L'incertitude liée aux effets se réfère à une situation où la variable est considérée comme pertinente pour un problème particulier, mais où la nature de son impact n'est pas clairement identifiée. Enfin, l'incertitude liée à la

1. RUP : Méthode qui permet de donner un cadre précis au développement d'un logiciel. Il s'agit d'une méthode générique, itérative et incrémentale lourde mais qui peut s'adapter aux besoins du développement

2. UML : Langage de Modélisation Unifié. Il s'agit d'un langage de modélisation graphique se basant sur des pictogrammes afin de visualiser la conception d'un système. Il est souvent utilisé en développement logiciel et en conception orientée objet

3. Méthode des moments : méthode qui introduit un ensemble de paramètres auxiliaires facilement estimables et d'estimer les paramètres d'intérêt à partir de ces paramètres auxiliaires(*e.g*Estimation d'une espérance mathématique par une moyenne empirique, une variance par une variance empirique, etc.)

réponse fait référence à l'absence de solutions ou à l'incapacité de prédire les conséquences probables d'un choix ou d'une décision (Bond et al., 2015).

L'approche de Modélisation Participative est considérée capable de faire face à ce contexte incertain. Il s'agit de caractériser l'incertitude objective tout en essayant de réduire l'incertitude subjective à travers la confrontation des parties-prenantes et la production de connaissances collaboratives. Il est également nécessaire d'identifier les variables et leurs paramètres afin de définir des intervalles de confiance pour l'évaluation des incertitudes d'état et d'effets et de préparer le terrain pour un processus créatif de recherche de réponses lorsque toutes les options possibles ne sont pas forcément connues.

Le traitement des incertitudes dans les approches basées sur la Modélisation Participative peut être abordé de différentes manières. Pour la caractérisation des incertitudes associées aux variables qualitatives, des outils tels que les cartes mentales et les questionnaires peuvent être utilisés (Meselhe et al., 2020; Petursdottir et al., 2013; Röckmann et al., 2012). D'autres études sont basées sur des approches multicritères et, en général, sur la théorie de l'analyse de la valeur multi-attributs (Multi-Attribute Value : MAV) et sur la théorie de l'utilité multi-attributs (Multi-Attribute Utility Theory : MAUT) (Langhans and Lienert, 2016). Pour certaines informations techniques quantifiables, l'utilisation des approches fréquentistes (*i.e.* reposent sur la loi des observations. Elles sont considérées expérimentales ou inductives, alors que les approches bayésiennes sont plutôt considérées théoriques ou déductives. Elles permettent de combiner l'information apportée par les données avec les connaissances a priori provenant d'avis d'experts ou d'études antérieures dans l'objectif d'obtenir une information a posteriori) est appropriée. Dans certains cas, d'autres outils de modélisation avancés peuvent être utilisés pour soutenir la collaboration entre parties-prenantes. C'est le cas, par exemple, de la dynamique des systèmes (Pagano et al., 2019; Scolozzi et al., 2019), ou des systèmes multi-agents (Pluchinotta, 2014).

7.3.4 Les Réseaux Bayésiens comme outil d'appui

Pour surmonter le problème du traitement de l'incertitude, nous avons souligné que l'approche de la Modélisation Participative devait être accompagnée d'outils capables d'englober toutes les formes d'incertitudes mentionnées précédemment, tout en fournissant un cadre visuel permettant aux parties prenantes de s'exprimer. Pour étayer ce processus, nous avons décidé d'utiliser les RBs. Les RBs, sont un outil de modélisation basé sur une structure graphique et des probabilités pour la représentation des relations majoritairement causales entre les variables (Cain, 2001; McCann et al., 2006). Le théorème de Bayes est au cœur du mécanisme d'inférence des RBs :

$$P(A|B) \;=\; \frac{P(B|A).P(A)}{P(B)} \tag{7.1}$$

où $P(A|B)$ désigne la probabilité de A sachant B aussi appelée *probabilité conditionnelle* de A sachant B, $P(A)$ est la probabilité a priori de A ou probabilité marginale. $P(B|A)$, pour un A connu est appelée *fonction de vraisemblance* de B. De la même manière, $P(B)$ est appelée *probabilité marginale* ou a priori de B.

Le théorème établit le lien entre une série d'hypothèses, caractérisées par des probabilités d'occurrence et une série d'observations représentant l'état réel du système (Liu et al., 2016; Villeneuve et al., 2011; Yassine et al., 2018).

Plusieurs raisons ont motivé ce choix :

- les RBs ont la capacité de décomposer un problème en variables élémentaires (chaque acteur du processus peut intégrer ses propres paramètres dans le modèle) ;
- la possibilité de réaliser une modélisation multidimensionnelle, multi-échelles et dynamique des différentes dimensions d'un problème (chaque acteur peut se positionner sur la dimension qui l'intéresse) ;

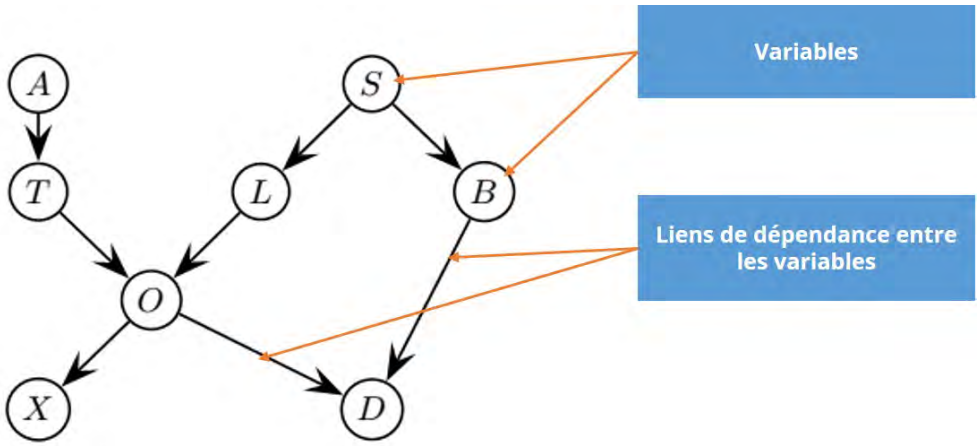


FIGURE 7.1 – Exemple de structure d'un RB

- la possibilité de combiner des connaissances tacites (expertise), explicites (données de terrain) ou analytiques (lois physiques) ou encore des connaissances ;
- la possibilité de propager vers le haut (bottom-up) ou vers le bas (top-down) des incertitudes associées aux différentes variables pour l'établissement d'un diagnostic ou d'un pronostic ;
- la possibilité d'introduire des nœuds de décision et d'utilité dans le modèle afin d'évaluer la fiabilité de différentes alternatives ou scénarios.

Plusieurs tentatives d'utilisation des RBs se basant sur une approche participative se trouvent dans la littérature avec, en particulier, un domaine d'application prédominant qui est celui des sciences environnementales. Par exemple, Shenton et al. (2014) et Glendining and Pollino (2012) traitent plus spécifiquement la problématique de restauration des cours d'eau. Ces travaux se basent généralement sur l'utilisation des RBs simples (Chan et al., 2010; Salliou et al., 2019; Stewart-Koster et al., 2010; Zorrilla et al., 2010), mais aussi les RBs dynamiques ou orientés objet (Molina et al., 2010). Salliou et al. (2017), utilisent les RBs pour traiter les problèmes d'ambiguïté pour tenter d'expliquer les points de divergence entre les parties prenantes afin de mieux les résoudre par la suite.

Notre travail a été principalement inspiré par les études mentionnées ci-dessus. Toutefois, dans le cadre de notre étude, nous avons examiné la notion de nœuds de décision et d'utilité dans nos diagrammes de causalité. Cette orientation a permis de montrer aux gestionnaires qu'il était possible de décider du meilleur scénario de restauration sur la base des données disponibles, de l'avis des parties prenantes et des RBs élaborés. Les sections suivantes décrivent les étapes et les outils clés du processus pour intégrer les connaissances des parties prenantes. Nous introduisons finalement quelques pistes pour améliorer cette approche.

7.4 Méthode

Au vu des éléments énoncés ci-dessus, la modélisation dans le cadre d'un projet de restauration de cours d'eau s'avère complexe en raison de la nature pluridisciplinaires des acteurs et des divergences d'opinion susceptibles d'apparaître autour de la question étudiée. Un cadre de modélisation bien défini est donc nécessaire pour comparer les différentes opinions tant sur la structure du réseau (variables qualitatives et interactions entre les variables) que sur l'évaluation de leurs modalités (nature et valeurs des paramètres quantitatifs).

L'approche de Modélisation Participative a donc pris la forme d'un co-apprentissage/co-construction interactif, ce qui signifie que les parties prenantes devaient partager leur diagnostic et toute information jugée utile. Cela a permis d'impliquer les participants à tous les niveaux de la construction du Modélisation Participative. Les étapes de la Modélisation Participative envisagées dans cette étude sont présentées ci-après :

1. **Formaliser le problème** : la première étape consiste à bien intégrer les tenants et aboutissants de la question à résoudre. Il est particulièrement important à ce niveau de veiller à ne pas confondre le problème avec ses symptômes. Il faut aborder le problème de façon holistique afin d'identifier toutes les dimensions et recueillir le plus d'informations possibles pour faciliter la recherche des causes. En fonction de l'ampleur du problème, les acteurs de différents horizons peuvent élargir la problématique. Le piège serait de se précipiter dans la réalisation sans avoir pris le temps nécessaire pour analyser et comprendre pleinement les besoins explicites (et parfois implicites), les véritables enjeux (financiers mais aussi stratégiques, humains, etc.), l'environnement du projet, etc. Il s'agit de s'assurer que tout le monde est sur la même longueur d'onde et partage le même diagnostic. Pour surmonter ce risque, la définition du problème peut être remise en question ou modifiée au tout début de l'analyse par les différentes parties prenantes une fois qu'elles ont été identifiés (Nyberg et al., 2006) ;

2. **Définition des objectifs à atteindre** : la bonne définition de l'objectif du projet est un élément fondamental pour sa réussite. Elle prend forme au moment de la définition précise des objectifs qui est étroitement liée aux besoins exprimés par les parties prenantes. Le lien entre "besoins bruts" et "expression opérationnelle" peut donc être identifié. Ceci permettra aux équipes de se mettre au travail en sachant exactement ce qu'elles doivent produire, quand et à quel coût. De manière conventionnelle, le cahier des charges établi doit préciser non seulement les objectifs mais aussi la raison d'être du projet et les buts poursuivis, les contraintes et les exigences, les livrables et les résultats attendus en termes qualitatifs et quantitatifs avec les délais associés, les outils et les indicateurs d'évaluation des résultats ;

3. **Identifier les principales parties prenantes**. Il s'agit de toutes les personnes et organisations ayant un rapport avec le projet. Elles peuvent être directement impliquées dans la conduite des opérations, ou affectées par le problème initial (Fig. 7.2). Il convient de distinguer à ce niveau (i) la définition de la nature des compétences attendues qui permettront d'identifier les différents acteurs et (ii) la caractérisation du niveau d'expertise de ces derniers. Sur ce deuxième aspect et dans la mesure où les participants sont externes, il est très difficile d'évaluer leur expertise et leur niveau de connaissances. Il est cependant possible de déterminer en amont certaines caractéristiques des profils attendus en précisant un degré de compétence requis. L'identification des acteurs impliqués doit être suivie d'un plan de gestion en fonction de leur profil (Molina et al., 2010)).

4. **Enquêtes et questionnaires aux parties-prenantes** avant les ateliers afin de recueillir leur opinion brute. L'objectif est d'évaluer tout type d'évolution de leurs croyances/connaissances à la fin du processus. Il peut également être intéressant de comprendre leur perception du problème et les mesures de restauration qui semblent bien adaptées selon leur vision des choses (Jähnig et al., 2011).

5. **Constituer des groupes de travail**. S'il y a plus d'un représentant d'une catégorie donnée, une option intéressante consiste à répartir les participants en petits groupes. Cette initiative présente deux avantages : (i) le travail en petits groupes peut être plus "gérable" et donne l'opportunité à tous les participants d'exprimer leur opinion alors que cela peut être compliqué si le groupe est trop grand, (2) recueillir l'opinion de deux participants représentant la même catégorie peut être intéressant pour vérifier s'il y a des variations dans les perceptions au sein d'une même catégorie.

6. **Définir un planning de réunion**. Pour atteindre les objectifs fixés, la planification est une phase essentielle. Classiquement, son objectif est d'organiser les différentes étapes du projet dans le temps,



FIGURE 7.2 – Matrice pouvoir/intérêt des parties prenantes

ce qui est une tâche fondamentale pour le contrôle des délais. La première phase consiste à diviser le planning en plusieurs étapes (identification de toutes les tâches à réaliser), à estimer leur durée, à identifier l'enchaînement des étapes (y compris celles qui peuvent être réalisées en parallèle), à allouer des ressources et enfin à modéliser cette organisation sur un document opérationnel partagé par tous les acteurs concernés pour optimiser l'avancement et le suivi de la mise en œuvre (Molina et al., 2010).

7. **Implémentation de l'analyse collaborative**. La consultation des parties prenantes peut être considérée comme un processus de sollicitation d'experts dont le but est d'obtenir des jugements subjectifs. Elle est couramment utilisée dans l'analyse quantitative des risques pour quantifier les incertitudes dans des situations où il n'y a pas ou trop peu de données empiriques disponibles. Dans ce contexte, l'élicitation d'expert vise à obtenir un compte rendu crédible et traçable de la spécification des informations probabilistes sur l'incertitude d'une manière structurée et documentée. Plusieurs protocoles d'élicitation ont été développés (Hemming et al., 2018). Le protocole d'obtention d'informations par des experts comprend généralement les étapes suivantes : (i) expliquer à l'expert la nature du problème ainsi que la procédure d'évaluation et s'assurer de la prise en compte des biais dans les jugements subjectifs, (ii) spécifier les éléments à identifier ou les quantités à estimer et choisir une échelle et une unité familières à l'expert, (iii) discuter de l'état des connaissances sur la quantité en question (forces et faiblesses des données disponibles, lacunes de connaissances, incertitudes qualitatives), (iv) solliciter l'expertise et vérifier sa bonne formalisation, (v) décider de comment agréger les connaissances sollicitées auprès d'autres parties prenantes. Dans la construction d'une Modélisation Participative basée sur les RBs, ces étapes seront mises en œuvre pour :

   7.1. *Établir les variables clés* susceptibles de piloter le modèle en cours de construction. Plus précisément, il est nécessaire de déterminer quelles sont les variables d'entrée les plus importantes pour influencer les résultats du modèle et dans quelle mesure la variation des résultats du modèle peut être expliquée par ces variables. L'analyse peut être menée selon (i) une logique inductive ou descendante (top-down) à partir des variables d'entrée et visant à expliquer leur influence sur les variables à un niveau inférieur, ou (ii) via une approche déductive ou ascendante (bottom-up) cherchant à déterminer les causes en amont associées à l'évolution d'une variable de sortie. Dans une approche "meet in the middle" ou de "rencontre à mi-chemin", les deux méthodes peuvent être combinées (Voinov and Bousquet, 2010) ;

7.2. *Co-construire le modèle conceptuel*. L'approche qualitative se concentre sur la prédiction et l'explication du comportement des mécanismes physiques. La causalité intervient comme une théorie reliant le raisonnement structurel et fonctionnel. Selon les mêmes principes de collaboration et une fois les variables identifiées, les acteurs sont invités à les regrouper en familles et à établir la nature des relations mutuelles (existence d'un lien et sa direction) (Antunes et al., 2006) ;

7.3. *Traduire le modèle conceptuel en RB*. Les valeurs que peuvent prendre les variables doivent ensuite être identifiées. Lorsque la variable est continue, elle peut être représentée par une distribution de probabilité associée aux différentes valeurs qu'elle peut prendre. Lorsque la variable est discrète ou lorsque la distribution de probabilité n'est pas définie, il est plus facile de la discrétiser en classes (ou modalités). Pour la définition du modèle graphique complet associé au RB, les acteurs sont ensuite invités à identifier les différentes classes et à estimer leur plage de définition sur la base de valeurs qualitatives (*e.g.* élevée, moyenne, faible,...) ou quantitatives (*e.g.* 10 à 20, 20 à 50, 50 à 100,...) (Salliou et al., 2017) ;

7.4. *Estimer les paramètres des variables*. Chacune des variables d'un RB est associée à un tableau de probabilité. Lorsque la variable n'a pas de parent, il s'agira de lois marginales. Les experts doivent alors exprimer leur avis sur la valeur de probabilité associée à chaque modalité. Si la variable est une variable enfant, il s'agit alors d'identifier les tables de probabilité conditionnelles caractérisées par les valeurs susceptibles d'être prises par toutes les combinaisons possibles des modalités de ses parents.

8. **Élaborer les scénarios de restauration**.

7.5 Construction du modèle

7.5.1 De l'approche physique...

Le chapitre 4 a présenté une analyse diachronique et expérimentale basée sur une quantité importante de données historiques (telles que des données de débit, des photos aériennes, des données de terrain, etc.). Le but de ce travail était d'étudier l'évolution hydromorphologique de la rivière de son état naturel à son état modifié actuel. Ensuite, une approche numérique (chapitres 5 et 6) a été réalisée en s'appuyant sur le modèle hydrologique physique MARINE (Roux et al., 2011) à l'échelle du bassin versant et un modèle 2D à l'échelle du tronçon. Même si l'approche mécaniste a permis de bien comprendre les aspects physiques qui influencent le bassin versant et le tronçon du Lac des Gaves, d'autres aspects n'ont pas été pris en compte tels que le développement économique du territoire, la perte éventuelle d'activités, la fréquentation touristique, etc. Pour couvrir ces aspects, une analyse complémentaire incluant la Modélisation Participative a été envisagée (Fig. 7.3). Il est évident que toutes les données acquises grâce à l'analyse physique ont servi à l'approche participative à travers l'alimentation des RBs avec des données fiables représentant les caractéristiques hydro-morphologiques réelles de la zone d'étude.

Toutes les étapes concernant la mise en œuvre de la Modélisation Participative sont développées dans les sections suivantes.

7.5.2 ... à l'approche participative

Les différentes étapes de la méthodologie décrite dans la section 7.4 ont été instanciées au cas du Lac des Gaves afin que les décideurs puissent profiter de la diversité des points de vue considérés par les différentes parties prenantes.

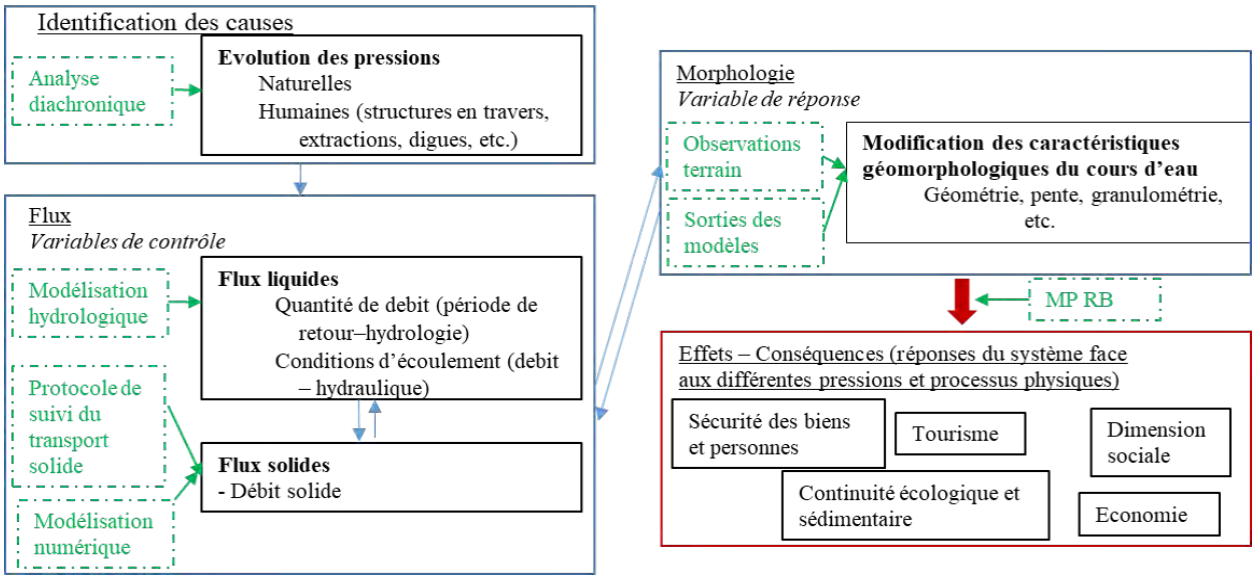


FIGURE 7.3 – Principales étapes considérées dans le cadre du projet de restauration du tronçon du Lac des Gaves et positionnement de l'approche participative. L'acronyme MP RB désigne la Modélisation Participative avec les Réseaux Bayésiens

7.5.2.1 Étape 1 - Formalisation du problème

Comme décrit dans les sections précédentes et illustré dans la figure 7.3, l'approche physique a aidé à définir le problème d'un point de vue du dysfonctionnement hydromorphologique. Nous avons identifié toutes les problématiques physiques en comparant la configuration morphologique actuelle de la zone d'étude à un état de référence considéré comme fonctionnel. Nous avons également comparé les caractéristiques morphologiques du tronçon avant et après la crue de 2013 afin de comprendre les impacts de ce type d'événements. Cette étape a permis d'acquérir des informations précieuses sur le comportement et l'évolution du tronçon d'un point de vue physique et écologique, mais il manquait encore des informations sur la sécurité et les impacts sociaux et économiques. En impliquant les parties prenantes dans le cadre de l'approche participative, nous avons pu compléter les éléments manquants et relier les informations fournies aux problématiques physiques identifiées précédemment. La question a donc été formulée de manière holistique, en tenant compte des problèmes à différents niveaux/échelles et en couvrant toutes les dimensions concernées.

7.5.2.2 Étape 2 - Définition des objectifs à atteindre

Le problème général du projet de recherche peut être défini comme l'évaluation de l'efficacité probable d'un projet de restauration fonctionnelle et durable d'un cours d'eau. Plus spécifiquement, l'organisation des différentes sessions consacrées à la Modélisation Participative visaient à créer un modèle pour la définition d'une performance fonctionnelle d'un scénario d'aménagement du lac des Gaves. Dans ce cadre, l'objectif assigné aux participants était de construire les graphes causaux puis le RBs permettant une quantification probabiliste pour la caractérisation des conséquences potentielles de chaque solution et l'évaluation des niveaux de vulnérabilité des enjeux (humains, matériels ou environnementaux) et des risques induits par la configuration du système étudié.

7.5.2.3 Étape 3 - Identification des parties prenantes

Les participants ont été sélectionnés de telle sorte que la plupart des domaines concernés par le projet de restauration soient couverts. Ils ont tous été décrits en fonction de leur fonction et de leur niveau de connaissance sur un sujet spécifique (Table 7.1). L'idée est de couvrir le large éventail de sujets qu'un projet de restauration de rivière peut mettre en jeu. Toutefois, la participation d'acteurs de différents horizons peut également s'avérer complexe. En effet, le nombre d'opinions divergentes risque d'augmenter, mais la base de connaissances et les idées pertinentes peuvent émerger également. Le défi consiste alors à essayer de trouver un consensus.

Cinq catégories de parties prenantes étaient représentées. La première catégorie était constituée des élus politiques, comme les maires des municipalités concernées. Les représentants sociaux étaient principalement représentés par les propriétaires fonciers. La catégorie professionnelle comprenait les "usagers des cours d'eau" tels que les pêcheurs, les amateurs de sports d'eaux vives ou les professionnels qui ont parfois des difficultés à traverser le tronçon et sont obligés. La catégorie des techniciens représentait tous les ingénieurs et techniciens qui sont experts en gestion de rivière et qui connaissent très bien la zone d'étude. Enfin, les services de l'État sont ceux qui contrôlent le respect des réglementations locales et le financement des projets de gestion des rivières.

7.5.2.4 Étape 4 - Enquête auprès des parties prenantes

Avant le premier atelier, un questionnaire a été envoyé à tous les participants afin de recueillir leur opinion préalablement à la mise en place de l'approche participative et d'évaluer toute forme d'évolution à la fin du processus. L'objectif était également de comprendre leur perception du problème et les mesures de restauration qui leur semblaient adaptées selon leur vision des choses. Après avoir présenté brièvement la zone d'étude et rappelé le but de l'approche de Modélisation Participative, le reste du questionnaire a été divisé en quatre catégories énumérées ci-dessous :

1. Informations générales sur le participant ;
2. Connaissances générales sur la zone d'étude et opinion sur l'état actuel ;
3. Enquête sur la continuité écologique et sédimentaire ;
4. Description des usages individuels et collectifs du tronçon de rivière.

7.5.2.5 Etape 5 - Constitution de groupes de travail

Les participants sélectionnés ont été répartis en trois groupes. L'objectif était de travailler avec de petites équipes pour faciliter les échanges et la recherche de consensus d'une part, mais aussi pour comparer les résultats obtenus avec les autres équipes pour un même scénario d'étude (Table 7.1). Les cinq catégories ont été représentées dans chaque groupe lorsque cela était possible.

Trente-deux participants ont assisté à la réunion de lancement ; vingt-neuf étaient présents dans le premier atelier, vingt-et-un dans le deuxième et quinze dans le troisième.

7.5.2.6 Etape 6 - Planification des ateliers

La planification du processus de Modélisation Participative a été établie comme suit (Fig. 7.4) :

- Atelier n° 1 : identification des variables clés susceptibles d'avoir un impact d'une manière ou d'une autre sur le système avec les parties prenantes ;
- Atelier n° 2-3 : co-construction d'un modèle graphique conceptuel reliant toutes les variables ;

TABLE 7.1 – Composition des groupes de travail

Profession des parties prenantes	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3
Élus politiques	1	-	-
Représentant social	1	1	1
Professionnel / Représentant associatif	3	2	2
Technicien	2	2	3
Représentant des services de l'Etat	1	1	1

- Atelier n° 4 : traduction du modèle graphique en RB ;
- Atelier n° 4 : Remplissage des tables de probabilités conditionnelles (TPC) avec les acteurs (échelles de quantification : qualitative ou quantitative, justification des étapes de discrétisation et des états possibles d'une variable) ;
- Élaboration de scénarios et modélisation.

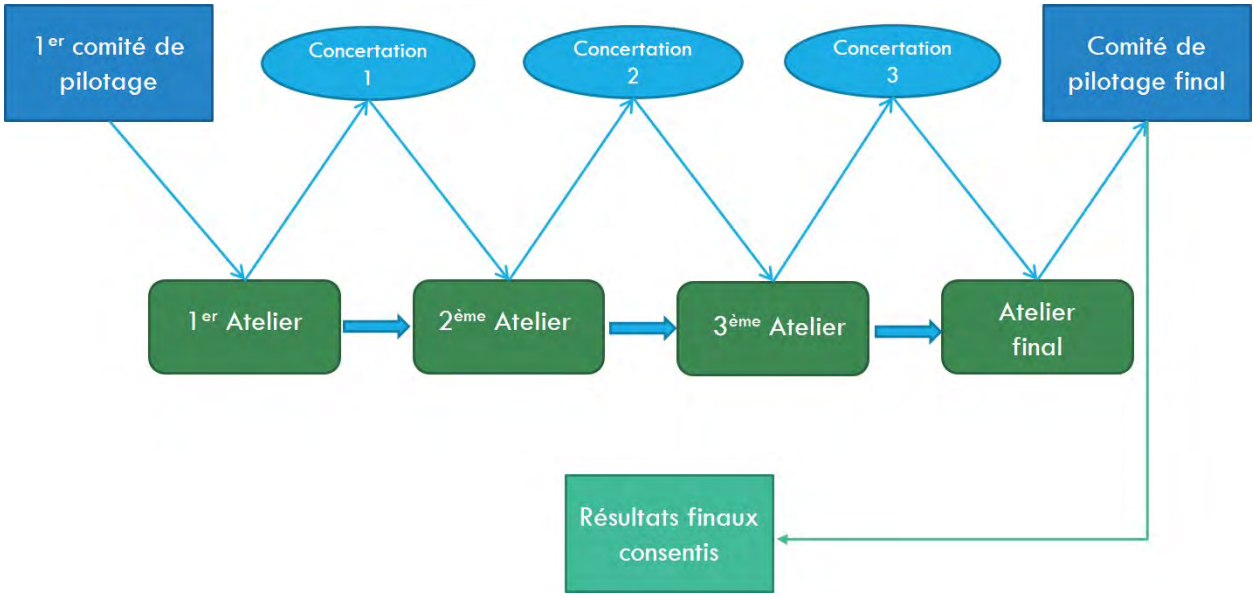


FIGURE 7.4 – Organisation globale de l'approche participative

7.5.2.7 Etape 7 - Implémentation de l'analyse collaborative

Étape 7.1 - Identification des variables clé - Atelier n° 1

Après avoir introduit les objectifs du projet et expliqué les principes de l'approche de Modélisation Participative, chaque participant devait écrire sur un post-it toutes les variables pertinentes (quantitatives ou qualitatives) qui, selon sa propre expérience et l'état de ses connaissances, pourraient avoir une influence sur le comportement actuel ou futur du système. Pendant cet exercice, l'équipe de recherche était présente pour animer l'atelier, guider les participants et les aider s'ils avaient une question technique. Un paper-board a été installé au milieu de la salle et divisé en quatre catégories différentes : (1) Sécurité des biens et des personnes ;

(2) Continuité écologique et sédimentaire ; (3) Facteurs économiques ; et, (4) Facteurs sociaux. Ces derniers représentaient la principale catégorie de problèmes identifiés par les parties prenantes. Cette classification a fourni plus de clarté aux participants car ils ont pu visualiser les liens entre les différentes variables. Ensuite, chaque participant a présenté sa sélection et a expliqué comment, selon lui, chaque variable interagissait avec le système. Il a ensuite été invité à coller son post-it dans la catégorie adéquate (Fig. 7.5). Des discussions ont été engagées entre les parties prenantes pendant un temps limité et chaque participant a eu le droit de revoir sa liste de variables s'il le souhaitait.

Toutefois, certains participants n'ont pas proposé des variables claires, mais plutôt des problèmes observés au niveau du tronçon. Bien que ces informations aient été très intéressantes car elles ont complété nos connaissances sur la zone d'étude, les informations recueillies ont dû être transformées en variables entre le premier et le deuxième atelier. Les variables dupliquées ont été supprimées et la liste finale a été divisée en cinq catégories avec une couleur associée : (1) Décision en orange, (2) Coûts en violet, (3) Causes en rouge, (4) Physique en bleu, et (5) Effets en vert. La liste des variables est donnée en annexe (Annexe **??**).



FIGURE 7.5 – Résultats de l'identification des variables

Étape 7.2 - Co-construction du modèle graphique - Ateliers n° 2-3

Plusieurs approches transdisciplinaires telles que l'évaluation et la gestion environnementale adaptative (Adaptive Environmental Assessment and Management : AEAM) ou les modèles d'évaluation intégrée (Integrated Assessment and Modelling : IAM) ont pris en compte l'intégration de multiples sources d'informations et d'expertise dans le processus de construction de modèles. Par exemple dans l'étude d'un système hydrogéologique surexploité (Molina et al., 2010), l'élaboration d'un plan de gestion d'une zone humide côtière (Videira et al., 2003) ou dans le cadre de la gestion des ressources en eau pour éviter la dégradation des zones humides et atténuer les conflits (Zorrilla et al., 2010). Dans notre cas, nous n'avons pas considéré les parties prenantes en tant que simples clients ; nous avons collaboré ensemble au développement du modèle sur la base des problèmes identifiés dans une série d'ateliers soutenus par l'équipe de recherche qui a agi en tant que facilitateur. Cette méthodologie choisie pour les Modélisation Participatives est également appelée "Mediated Modelling" (MM), décrite plus en détail dans Antunes et al. (2006).

La liste finale des variables et leur définition a été fournie à tous les participants. Ils n'étaient pas forcés de toutes les utiliser. Les variables étaient disponibles sous forme d'étiquettes de différentes couleurs selon les cinq catégories mentionnées à l'étape 5. A partir des échanges et des discussions au sein de chaque groupe d'acteurs (Table 7.1), un graphique causal représentant leur perception du système en fonction d'une action

de restauration donnée a été construit et, dans quelques cas, des informations à intégrer dans les TPCs ont été fournies. Afin de pouvoir vérifier leur compréhension des impacts potentiels d'une solution de restauration, il leur a été demandé de travailler sur plusieurs mesures de restauration. L'équipe de recherche était là pour animer l'atelier, gérer les conflits et aider à la compréhension des variables physiques. Les trois groupes ont travaillé simultanément sur l'élaboration des graphiques causaux et un représentant de chaque groupe a présenté les résultats à tous les participants. Notons qu'à ce stade, les boucles et les rétroactions étaient autorisées.

Étape 7.3 - Traduction en Réseau Bayésien

Le passage du modèle conceptuel à la structure RB peut être délicat. En effet, le modèle conceptuel élaboré acceptait les boucles de rétroaction alors que les RBs sont des graphiques acycliques dirigés (Directed Acyclic Graphs : DAG) qui ne permettent pas ce genre de rétroactions. Après le deuxième et le troisième atelier, l'équipe de recherche a travaillé sur la transformation des graphiques conceptuels collectés en graphiques RBs en supprimant toutes les boucles et rétroactions sans changer la structure et la signification des graphiques élaborés par les parties prenantes. L'équipe de recherche a fusionné les trois réseaux élaborés par les équipes. Afin de conserver un nombre raisonnable de combinaisons dans les TPCs pour l'élicitation directe, nous avons proposé de diviser les graphiques en petites structures RBs afin qu'ils restent manipulables. Les RBs définitifs ont été proposés aux parties prenantes qui devaient vérifier que leur opinion n'avait pas été déformée.

Les graphiques obtenus sont présentés dans la figure 7.6 pour l'évaluation des impacts économiques, la figure 7.7 pour les impacts sociaux, la figure 7.8 pour la sécurité des biens et des personnes, la figure 7.9 pour la continuité écologique et la figure 7.10 pour la continuité sédimentaire.

Le RB probabiliste final pour l'évaluation de la sécurité des biens et des personnes a été élaboré avec le logiciel Netica (Norsys Software Corp.©) (Fig. 7.12). Après avoir développé le RB reliant les causes et les effets des mesures de restauration proposées par les parties prenantes, nous avons transformé le RB en un diagramme d'influence (DI). Les DIs sont une extension générale des RBs ayant la particularité d'aider à la réflexion aux liens entre les objectifs, les alternatives et les conséquences. Ils peuvent fournir une compréhension commune de la "façon dont les choses fonctionnent" et de la manière dont les différents facteurs influencent les autres. Un DI couvre les trois éléments de base d'une décision : (1) les options de décision disponibles, (2) les facteurs qui sont pertinents pour la prise de décision, y compris la manière dont ils interagissent entre eux et la manière dont les décisions les affecteront, et enfin, (3) les préférences du décideur sur les résultats possibles du processus de prise de décision. Ces trois éléments sont encodés dans les DIs au moyen de trois types de nœuds : les nœuds de décision, généralement représentés par des rectangles, les variables aléatoires, généralement représentées par des formes ovales, et les nœuds d'utilité, généralement représentés par des losanges ou des hexagones. Dans la présente étude, le nœud de décision a été attribué à la décision de restauration et le nœud d'utilité aux coûts associés (Fig. 7.11).

Étape 7.4 - Estimation des paramètres des variables

Le processus de définition des variables et des paramètres correspondants est long. Grâce aux données issues de l'approche physique et aux informations recueillies dans les ateliers, certains états de variables et TPCs avaient déjà été complétés.

La plupart des TPCs des variables physiques ont également été définies en utilisant les données obtenues à partir des sorties des modèles hydrologiques et hydrauliques 2D ainsi que les résultats de l'analyse historique. Les variables socio-économiques ont été définies à la suite des discussions avec les parties prenantes.

Dans ce chapitre, nous avons limité notre contribution à l'évaluation des questions de sécurité des biens et des personnes, car il s'agit du modèle le plus prioritaire et le premier à avoir été abordé à la demande des parties prenantes. La liste exhaustive des variables et de leurs états pour l'évaluation de la sécurité des biens et des personnes est présentée en annexe (Annexe **??**).

Étape 7.5 - Élaboration des scénarios

Des scénarios de restauration ont été élaborés avec les parties prenantes. Trois scénarios ont été définis, du pire (en termes d'impacts négatifs) au meilleur (en termes d'impacts positifs). Les scénarios envisagés

sont présentés dans le tableau 7.2.

TABLE 7.2 – Scénarios de restauration proposés et interventions associées

Code	Nom du scénario	Description	Mesures de restauration	Conséquences attendues
S1	Business As Usual (BAU)	Conditions actuelles	Aucune intervention	Accumulation de sédiments Avulsion Aggravation de l'incision Discontinuité sédimentaire Augmentation des risques d'inondations
S2	Abaissement de seuil (AS)	Modification de la topographie d'un des deux seuils dans le modèle hydromorphologique 2D	Abaissement d'un des deux seuils (-2 m)	Meilleur transit sédimentaire Diminution des risques d'avulsion Augmentation des risques d'incision et d'érosion régressive Meilleure continuité sédimentaire (court-terme) Diminution des risques d'inondations en amont Augmentation des risques d'inondations en aval Déconnexion de la prise d'eau de la pisciculture
S3	Suppression des deux seuils (SS)	Suppression des seuils à travers la modification de la topographie dans le modèle 2D	Suppression des seuils dans l'objectif de retourner à l'état de référence du Gave de Pau	Meilleur transit sédimentaire Diminution des risques d'avulsion Retour à une pente d'équilibre Fortes érosions, incisions et dépôts avant l'atteinte de l'équilibre Meilleure continuité sédimentaire Diminution des risques d'inondation en amont Augmentation des risques d'inondation en aval

7.6 Résultats

Tous les graphiques causaux élaborés avec les parties prenantes sont présentés dans la figure 7.6, la figure 7.7, la figure 7.8, la figure 7.9 et la figure 7.10.

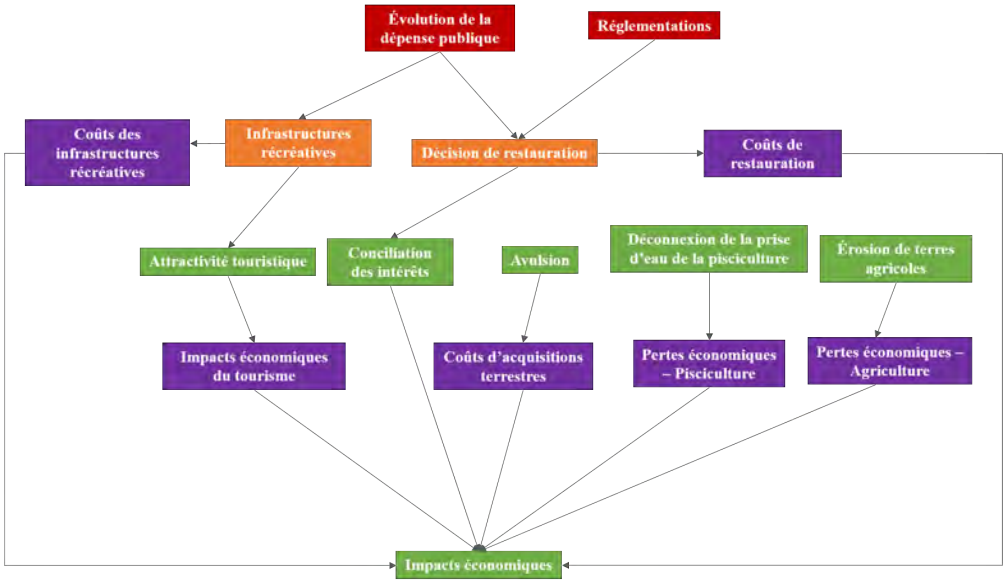


FIGURE 7.6 – Graphique causal pour l'évaluation des impacts économiques

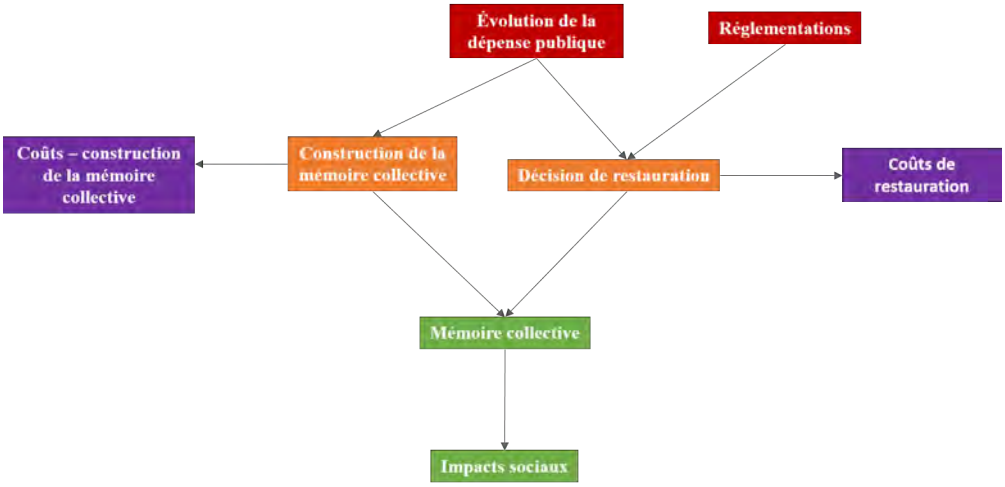


FIGURE 7.7 – Graphique causal pour l'évaluation des impacts sociaux

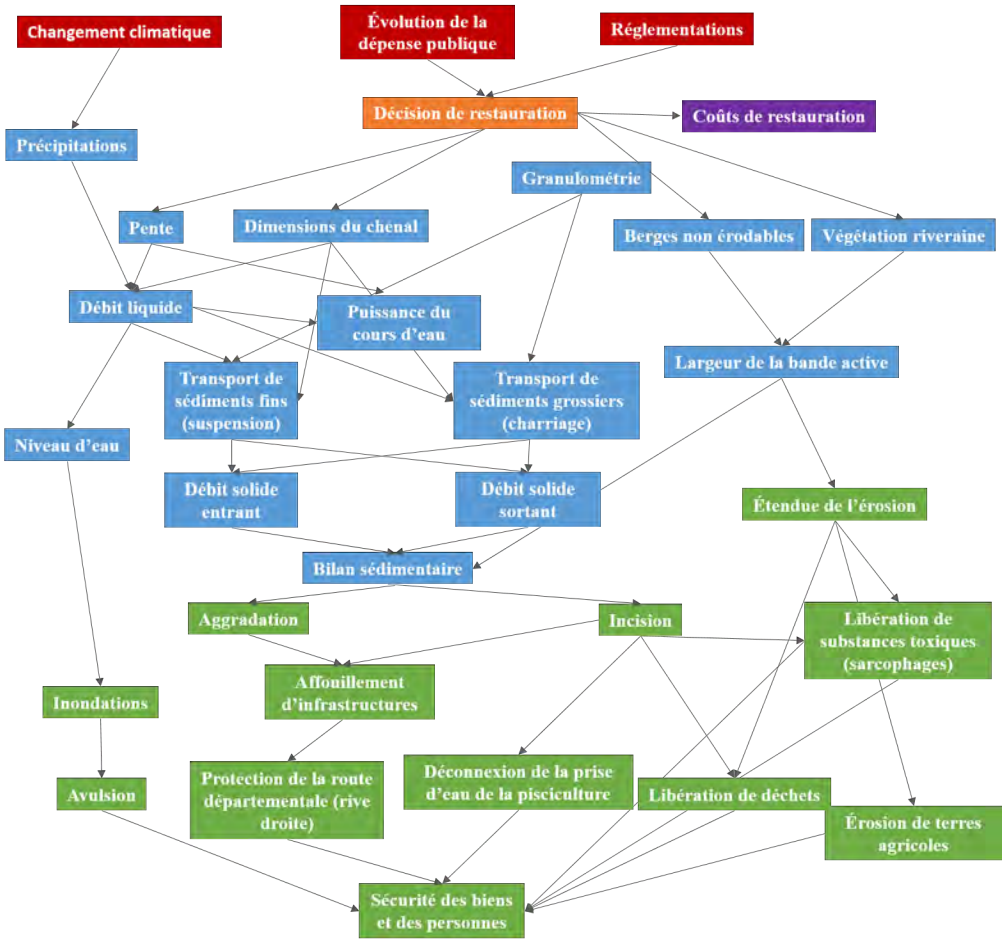


FIGURE 7.8 – Graphique causal pour l'évaluation des impacts sur la sécurité des biens et des personnes

Comme mentionné dans l'étape 7.4, les résultats seront présentés uniquement pour le critère d'évaluation de la sécurité des biens et des personnes. Le graphique probabiliste final est présenté dans la figure 7.12. À

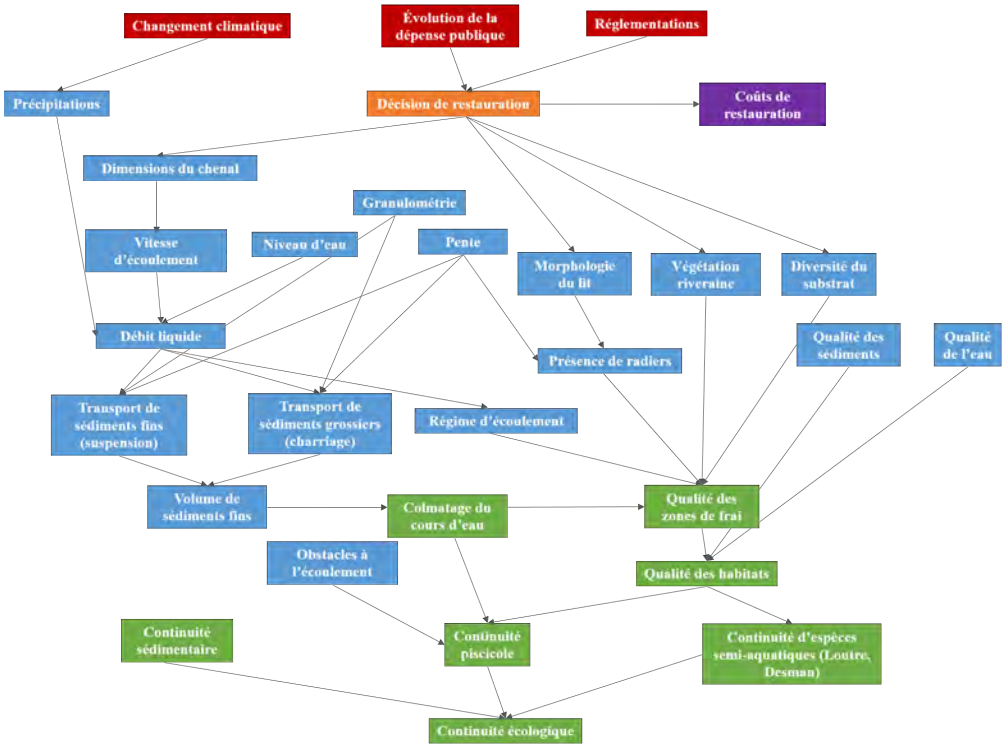


FIGURE 7.9 – Graphique causal pour l'évaluation des impacts sur la continuité écologique

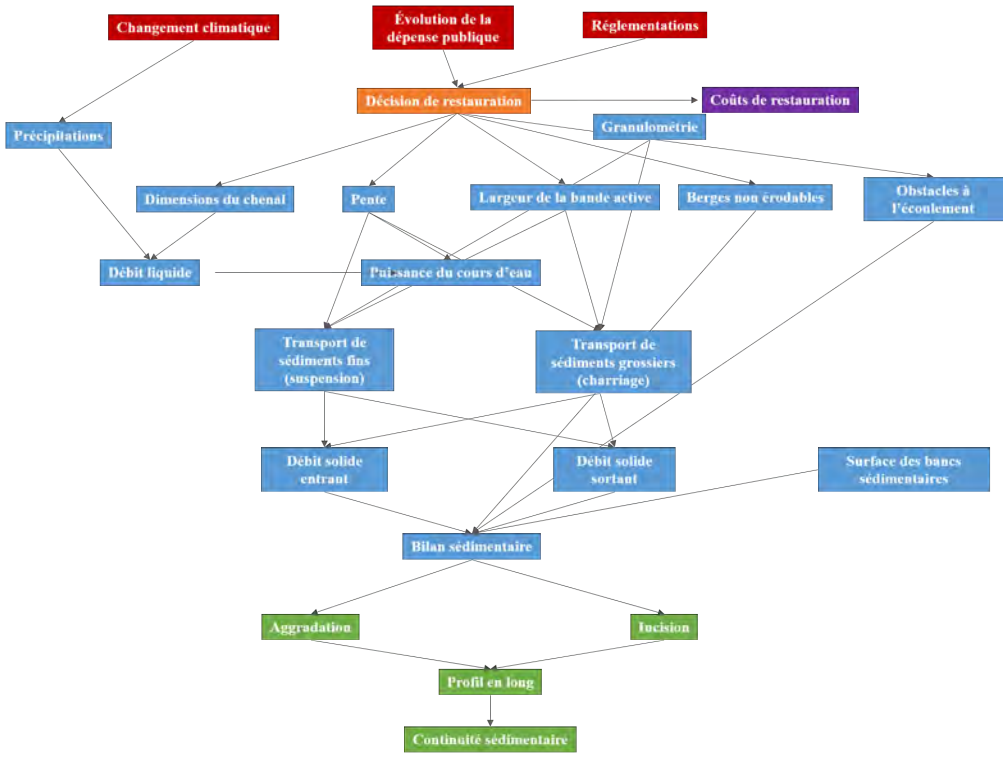


FIGURE 7.10 – Graphique causal pour l'évaluation des impacts sur la continuité sédimentaire

l'aide du DI, il devient facile de comparer les différentes stratégies/scénarios de restauration sur chacun des critères de performance identifiés et de décider de la meilleure solution de restauration. Les résultats des simulations réalisées sur les trois scénarios de restauration proposés (Table 7.2) sont brièvement commentés ci-dessous pour le critère de sécurité et résumés dans le tableau 7.3.

TABLE 7.3 – Scénarios de restauration proposés et interventions associées

Scénario de restauration / Principales problématiques	États	BAU	AS	SS
Risques d'inondations (%)	Aucun	17.7	60.5	47.6
	Mineur	16.1	20.5	19
	Modéré	28.9	15.2	18.2
	Majeur	37.2	3.8	15.2
Risques d'avulsion (%)	Oui	54.1	16.6	28.4
	Non	45.9	83.4	71.6
Protection de la route départementale (%)	Mauvaise	10.8	38.0	14.0
	Bonne	89.2	62.0	86.0
Déconnexion de la prise d'eau de la pisciculture (%)	Oui	25.0	70.0	25.0
	Non	75.0	30.0	75.0
Libération de substances toxiques (%)	Oui	32.0	66.0	43.0
	Non	68.0	34.0	57.0
Érosion des terres agricoles (%)	Oui	65.0	87.0	87.0
	Non	35.0	13.0	13.0
Sécurité des biens et des personnes (%)	Très mauvaise	12.9	31.7	11.1
	Mauvaise	38.8	46.5	37.4
	Correcte	19.7	7.50	7.69
	Bonne	20.0	13.5	40.2
	Très bonne	8.59	0.85	3.67

7.6.1 Scénario BAU - Business As Usual

Le scénario "Business As Usual" (BAU) présente 38.8 % de chances d'aboutir à DES performances médiocres en termes de sécurité et 20 % de chances d'atteindre des performances satisfaisantes. Ce scénario indique que des risques d'inondation importants (majeurs : 37.2%, modérés : 28.9%) sont présents car il y a de grandes chances d'accumulation de sédiments dans le lac et donc des risques plus élevés d'avulsion fluviale (54.1%). Ce scénario et les suivants ont été simulés pour le pire scénario de changement climatique (% d'augmentation des précipitations annuelles), une évolution de l'utilisation des terres allant vers l'urbanisation (augmentation de l'imperméabilité des sols) et donc pour des débits élevés.

Même si les barrages ne sont pas supprimés, il existe toujours un risque d'érosion des terres agricoles (65%). Cela a été prouvé par une récente inondation (06/2018) qui a provoqué de sérieuses érosions à certains endroits en amont du seuil de Beaucens. Les agriculteurs qui ont participé aux ateliers se sont plaints de ce phénomène. D'autre part, la protection de la route secondaire s'avère bonne (89.2%) et les risques de déconnexion des prises d'eau des piscicultures sont faibles (25%) pour ce scénario. Comme aucune action de restauration n'est effectuée, le coût d'aménagement est nul. Il peut toutefois, y avoir des coûts de maintenance des berges et de travaux post-crue.

7.6.2 Scénario AS - Abaissement de seuil

Le scénario d'abaissement du seuil (AS) a donné une probabilité de 46.5% d'atteindre de mauvais résultats en matière de sécurité et de 13.5% d'atteindre de bonnes performances. Cependant, pour ce scénario,

il y a 87% de chances d'érosion des terres agricoles et 66 % d'exposition à la libération de substances toxiques. Nous avons également découvert que la prise d'eau de la pisciculture sera très probablement déconnectée pour ce scénario (70%). Le point positif est que le risque d'avulsion de la rivière est faible (16.6%) car l'accumulation des sédiments dans le lac diminue. La route départementale est également considérée comme protégée pour ce scénario (62%). Le coût de cette opération est estimé à environ 350 000 €[4].

7.6.3 Scénario SS - Suppression des deux seuils

Le dernier scénario concerne la suppression totale des deux seuils (SS). Ce dernier a donné les meilleurs résultats avec 40.2% de chances de réussir à protéger les biens et les personnes. Pour cette mesure de restauration, le modèle estime que la protection de la route départementale située en rive droite est bonne (86%). Ce scénario considère que la prise d'eau de la pisciculture devrait être hors de danger (25% de chances de déconnexion) puisque la rivière est censée atteindre un nouvel équilibre. En effet, le modèle peut être utilisé pour prévoir le bilan sédimentaire ($V_{in} - V_{out}$) et donc les risques potentiels d'aggradation ou d'incision. Les résultats du modèle montrent que si les deux seuils sont supprimés, une pente d'équilibre devrait être atteinte, ce qui signifie que les effets des processus d'érosion et d'aggradation devraient se compenser. Les coûts de restauration liés à cette solution sont estimés à plus de 1 500 000 €, ce qui en fait la solution la plus coûteuse.

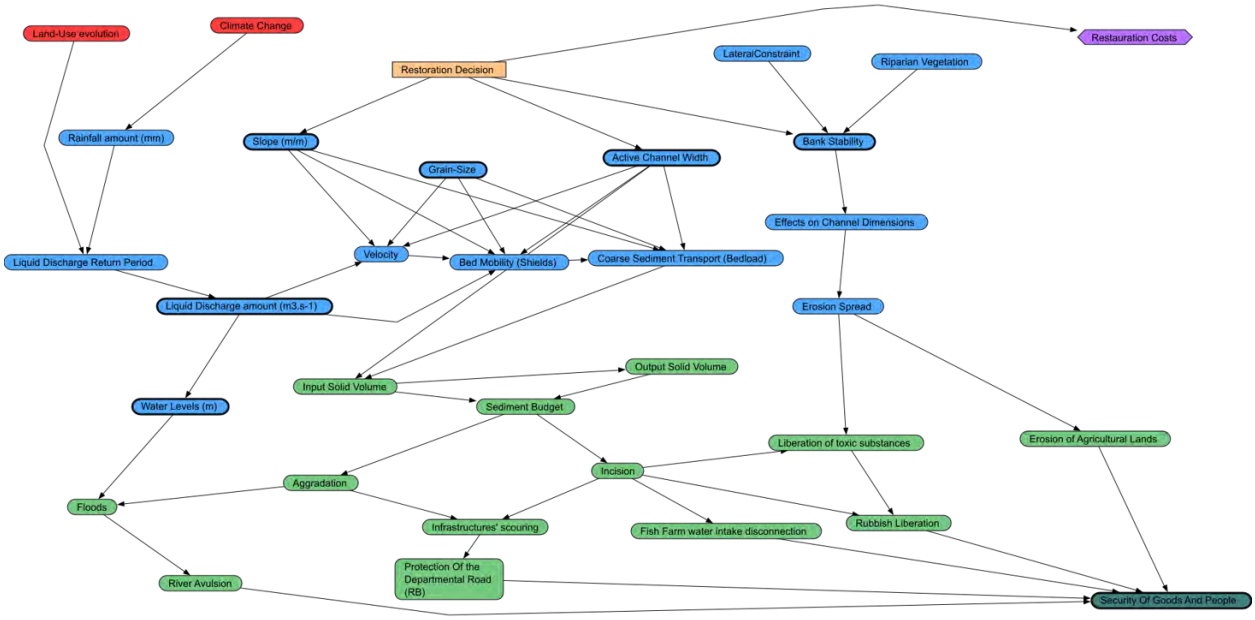


FIGURE 7.11 – Diagramme d'Influence final pour l'évaluation des impacts sur la sécurité des biens et des personnes

7.7 Discussion

7.7.1 Sur l'aspect participatif

Cette étude donne un aperçu de la manière dont la Modélisation Participative peut être appliquée pour créer un modèle de connaissance pour l'évaluation des impacts des actions de restauration des cours d'eau

4. Prix se basant sur la consultation d'une entreprise

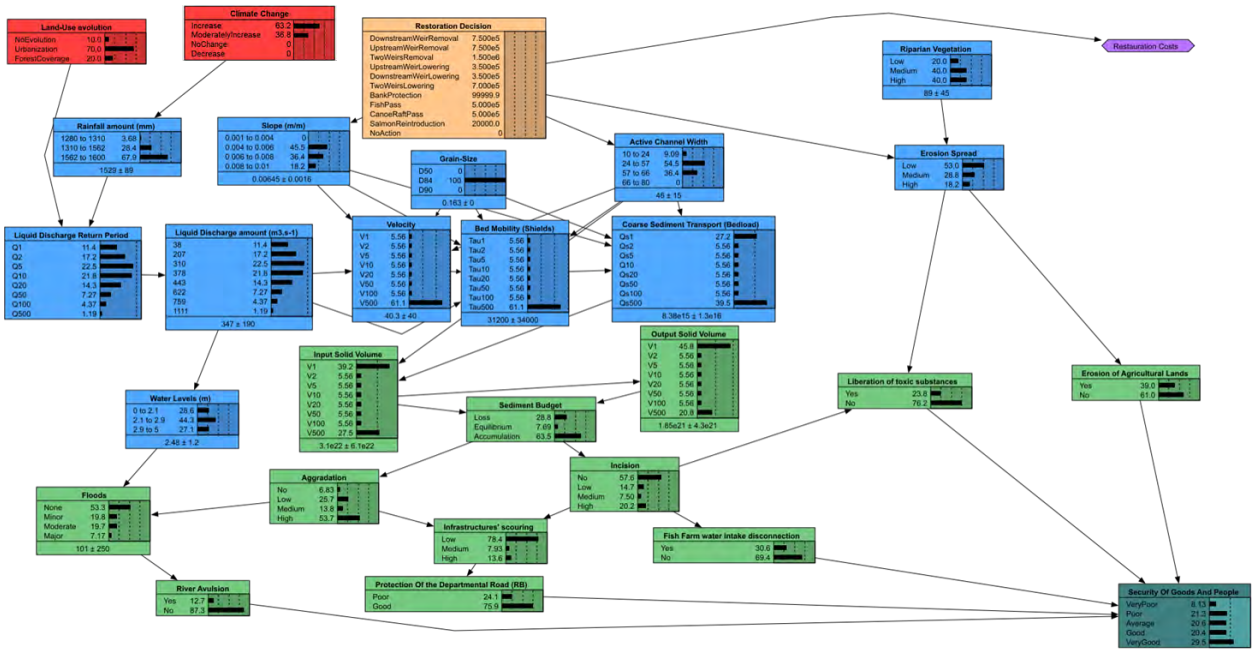


FIGURE 7.12 – Réseau Bayésien probabiliste final pour l'évaluation des impacts sur la sécurité des biens et des personnes

dans une zone à risques multiples. La plupart des parties prenantes ont jugé la méthodologie innovante et utile car elle leur a permis de mieux comprendre le système du lac des Gaves, sa configuration morphologique complexe, la grande quantité de variables qui peuvent modifier son comportement et la vulnérabilité des enjeux situés à proximité. Le processus d'élaboration du modèle s'est donc révélé être un outil d'apprentissage social intéressant. En outre, le cadre participatif a permis de cultiver des relations professionnelles entre les principaux acteurs qui ont pu s'engager dans des discussions libres et honnêtes sur les questions hydromorphologiques. Cet aspect est une contribution très positive étant donnée la nature conflictuelle des intérêts dans ce bassin. Le processus de Modélisation Participative a également contribué à développer une meilleure compréhension de la complexité de la question et du défi de trouver une solution qui puisse satisfaire toutes les dimensions impliquées. Par ailleurs, les parties prenantes ont pu reconnaître les incertitudes liées à la gestion des rivières dans la zone concernée et le fait que les actions de restauration peuvent avoir des impacts positifs sur un critère donné mais des conséquences négatives sur d'autres.

Le taux de participation des parties prenantes à chaque atelier a diminué du premier au troisième atelier. Cela nous pousse à nous interroger sur le niveau de satisfaction et la réponse aux attentes fournies à ceux qui ont décidé de ne plus participer aux sessions. Une fois que les participants ont quitté le processus, il s'est avéré très difficile d'avoir leurs réactions pour comprendre les raisons expliquant leur choix. Cependant, certaines hypothèses concernant les causes peuvent être explorées sur la base d'études similaires (Salliou et al., 2019; Videira et al., 2003; Voinov and Bousquet, 2010). La première raison pourrait être que les parties prenantes n'étaient pas satisfaites du processus ou que leurs attentes n'étaient pas conformes aux objectifs fixés lors des ateliers auxquels elles avaient participé. C'était le cas notamment de quelques propriétaires riverains ou membres d'associations environnementales qui attendaient de pouvoir profiter de ces réunions pour débattre des erreurs de restauration du passé (et notamment des mesures d'urgence décidées après l'inondation de 2013) plutôt que de discuter des améliorations futures. La deuxième raison est que le moment choisi pour l'atelier (le matin) semblait compliquer la tâche aux participants volontaires ou aux élus ayant une autre activité professionnelle en parallèle, les poussant à renoncer à leur travail et à prendre en charge les frais de déplacement pour assister aux réunions. Malgré tout, le quorum obtenu était suffisant pour pouvoir

obtenir des résultats.

7.7.2 Sur les résultats du modèle

Dans ce chapitre, nous nous sommes principalement concentrés sur l'impact de certaines solutions de restauration sur la sécurité des biens et des personnes. Les résultats obtenus doivent être replacés dans un contexte plus global intégrant les autres dimensions (aspects socio-économiques et écologiques, etc.) associées aux autres modèles sur lesquels nous avons travaillé. Nous avons déployé les trois scénarios présentés dans le tableau 7.2 pour évaluer la capacité du modèle à reproduire des résultats cohérents. Nous pensons que notre modèle a été capable de donner des résultats cohérents en accord avec les données fournies et les connaissances que nous avons acquises sur le site étudié. L'application de notre modèle sur le tronçon du Lac des Gaves montre que les résultats peuvent fournir des informations utiles pour la planification de la restauration.

Les simulations ont montré que le scénario traitant la suppression des deux seuils délimitant le tronçon du Lac des Gaves s'est avéré être la meilleure option. En effet, le modèle prédit correctement le rétablissement de la pente à son niveau d'équilibre selon les informations historiques sur le terrain si l'on considère ce scénario. Ce résultat peut être très apprécié par certaines parties prenantes, car il démontre également qu'il a une influence positive d'un point de vue environnemental. Les résultats en matière de sécurité ont été jugés suffisamment bons pour ce scénario (40.2 %). Toutefois, d'un point de vue pratique, cela peut sembler relativement simpliste, voire inefficace, si d'autres mesures complémentaires ne sont pas mises en œuvre. Des mesures de protection des berges permettraient par exemple d'éviter de graves problèmes géomorphologiques (érosions, dépôts) avant que l'équilibre souhaité ne soit atteint. Par ailleurs, ce scénario semble être le plus coûteux, ce qui peut rendre sa mise en œuvre discutable.

Pour le scénario d'abaissement de seuil, nous n'avons envisagé intentionnellement que le seuil aval. En fait, il s'agissait du scénario favori des parties prenantes, avant le démarrage du processus participatif. Cependant, les données historiques et les expertises géomorphologiques précédentes réalisées dans le cadre de l'approche physique ont démontré que la suppression ou l'abaissement d'un seul seuil pourrait conduire à déplacer le problème vers le deuxième seuil. Ce scénario s'est finalement avéré être le pire des trois, car il prédit 46.5% de mauvaises performances en matière de sécurité. La présentation de ces résultats s'est révélée essentielle dans la mesure où ils contredisent l'intuition des parties prenantes selon laquelle ce scénario est de loin le meilleur de tous et démontrent clairement la nécessité de prendre des mesures supplémentaires concernant le deuxième seuil. Les résultats de ce calcul ont mis en évidence la nature complexe du site étudié et les processus hydromorphologiques l'influençant. Ce retour d'expérience s'est avéré très positif.

Pour le scénario BAU, qui correspond à la situation actuelle, le modèle s'est avéré performant car les résultats sont conformes aux observations de terrain. Les risques d'avulsion fluviale ont été correctement reproduits (54.1%) connaissant le phénomène d'aggradation actuellement en cours dans le lac et qui augmente le risque d'inondation. Toutefois, le modèle développé ne tenant pas compte de la composante temporelle, il n'a pas été possible d'envisager la situation dans laquelle, peut-être dans quelques années, le lac serait complètement rempli. Cela signifierait que l'équilibre hydromorphologique naturel de la zone étudiée aurait été atteint.

7.7.3 Sur la performance des Réseaux Bayésiens comme outils de modélisation

Les RBs se sont révélés être des outils intéressants à utiliser dans le cadre de cette étude et leur structure graphique s'est avérée être l'aspect le plus apprécié par les parties prenantes. Un autre aspect intéressant des RBs est qu'ils ont permis aux participants d'utiliser différents types de données. En effet, le développement du modèle s'est principalement appuyé sur l'expertise des parties prenantes pour certains nœuds qualitatifs ainsi que sur des données réelles de terrain et même sur des lois physiques pour les estimations du transport

sédimentaire. Nous pensons que c'est l'un des aspects les plus positifs de ces outils car, à notre connaissance, aucun modèle physique ne confronte directement ses résultats à d'autres informations non quantifiables. Enfin, la possibilité d'utiliser les DIs en introduisant des nœuds d'utilité et de décision dans le modèle a constitué une réelle valeur ajoutée.

En termes d'inconvénients, l'utilisation des RBs a fait apparaître quelques écueils. Le fait qu'ils ne permettent pas d'interactions dans les deux sens entre les variables peut remettre en question la validité des résultats d'un point de vue physique. Cet aspect a été fortement débattu avec les participants, car ils n'étaient pas toujours d'accord avec certaines simplifications apportées pour la transformation des graphiques conceptuels en RBs. Par ailleurs, la prise en compte de l'aspect temporel est compliquée, ce qui nous a contraint à aborder le système fluvial comme un système statique. Notons que l'utilisation de RBs dynamiques pour soutenir les prochaines étapes de la modélisation pourrait apporter une réponse aux deux critiques précédentes.

7.7.4 Sur l'approche participative en général

Enfin, les premières réactions positives suggèrent que la Modélisation Participative a porté ses fruits en améliorant les connaissances des parties prenantes sur le cours d'eau auprès duquel elles vivent ou travaillent. Elles sont désormais pleinement conscientes des principales variables qui ont un impact sur le système et reconnaissent les incertitudes qui entravent la gestion des rivières.

Dans ce chapitre, seul le critère de sécurité a été abordé d'un point de vue quantitatif. Il est clair que l'approche globale devra, par des analyses multicritères dédiées ou par une vision élargie du modèle bayésien, intégrer toutes les dimensions du problème (continuité écologique, continuité sédimentaire, enjeux économiques et sociaux) afin de définir le choix du scénario optimal.

De plus, les scénarios de restauration proposés ne prennent en compte qu'une seule action. La combinaison de plusieurs mesures de restauration peut permettre d'obtenir de meilleurs résultats plus réalistes. Cela peut constituer une perspective de cette approche sur notre bassin versant.

Même si l'approche envisagée est globalement très intéressante, il est important de mentionner que d'autres difficultés liées à l'utilisation de cette méthode peuvent être signalées : (1) l'approche prend du temps, surtout si les données ne sont pas disponibles. Des expérimentations sur le terrain, des modélisations hydromorphologiques et des calculs de transport de sédiments ont dû être réalisés pour améliorer la compréhension physique du système avant même de penser à des solutions de restauration. Cela a pris près de deux ans. De plus, il y a le temps nécessaire pour organiser les réunions et pour élaborer les résultats ; (2) le manque de données peut conduire à n'utiliser que des avis d'experts si la durée du projet est très courte, ce qui peut aboutir à un modèle partiellement subjectif ; (3) les coûts financiers de cette approche (collecte de données, modélisation physique, organisation de réunions et acquisition de la licence du logiciel) sont importants et doivent être pris en compte dans la budgétisation initiale du projet de restauration (Cain, 2001) ; et enfin, (4) dans certains cas confidentiels, les approches de Modélisation Participative ne peuvent pas être appliquées ou ne peuvent être envisagées qu'avec un cercle limité de parties prenantes travaillant dans la même équipe, ce qui peut remettre en question les aspects transdisciplinaires et la pluralité des opinions.

7.8 Conclusion et perspectives

Connaissant la diversité des critères, des enjeux et des aspects multi-échelles à prendre en compte, un projet de restauration de rivière est contraint par des incertitudes importantes. Bien qu'il soit irréaliste de supposer que ces incertitudes puissent être complètement levées, l'exercice participatif présenté dans ce chapitre montre que l'inclusion des parties prenantes dans le processus de modélisation en combinaison avec des outils techniques appropriés peut s'avérer efficace pour réduire les incertitudes et améliorer les connaissances des parties prenantes sur les difficultés associées aux projets de restauration des cours d'eau.

En outre, une approche de Modélisation Participative offre la possibilité de prendre en compte les résultats des modèles physiques mais aussi des facteurs économiques et sociaux. Dans ce cadre, notre travail a porté sur la problématique de sélection des meilleures stratégies pour la restauration d'un tronçon de cours d'eau endommagé par différents forçages naturels et anthropiques. Depuis la crue de juin 2013, aucune action de restauration durable n'a été menée jusqu'à présent dans la zone d'étude car la question est très complexe et il existe un degré élevé d'incertitudes concernant le processus décisionnel. Une mesure de restauration donnée peut avoir de fortes répercussions à différents niveaux. Il était donc très important de passer suffisamment de temps à les identifier et à comprendre le rôle de chaque variable dans la modification du système étudié. Pour cette raison, et étant donné le grand nombre de variables, les RBs ont été choisis comme outil de modélisation.

La méthodologie et les premiers résultats de la modélisation hybride présentés dans ce document sont basés sur le tronçon du Lac des Gaves. Les ateliers de travail dans le cadre de la Modélisation Participative ont permis de définir, en collaboration avec les parties prenantes, toutes les variables impliquées dans ce projet de restauration multicritères. La liste exhaustive a couvert les aspects physiques ainsi que les impacts socio-économiques. Les états des variables ont été développés en collaboration avec les parties prenantes et ont aidé à remplir les TPCs. L'approche participative a permis d'élaborer plusieurs graphiques causaux évaluant chacun, les impacts potentiels sur un critère donné. Trois scénarios de restauration ont été établis avec les participants et ont été simulés à l'aide des RBs. Nous avons présenté les résultats relatifs à l'évaluation de la sécurité des biens et des personnes. Il s'est avéré que le meilleur scénario d'un point de vue physique concerne la suppression des deux seuils. Cependant, c'est aussi le plus coûteux, ce qui peut remettre en cause sa mise en œuvre. En outre, ce scénario pourrait être considéré comme "extrême" s'il n'est pas accompagné d'autres mesures de restauration complémentaires telles que la stabilisation des berges ou la libération progressive de sédiments vers le système fluvial aval. Nous avons également prouvé que le scénario initialement privilégié (abaissement/suppression du seuil aval) n'était pas le meilleur en termes de protection des biens et des personnes. Cette information en particulier a convaincu les parties prenantes du fait que les systèmes fluviaux sont très complexes et que la définition d'une solution de restauration optimale s'avère très délicate.

Enfin, ce document fournit une démonstration pratique de la manière dont une approche participative basée sur les RBs peut être utilisée pour soutenir le processus décisionnel des projets de restauration des rivières. Une méthodologie simple expliquant comment les Modélisation Participatives peuvent être appliquées dans ce type de projets a été proposée avec les avantages qui peuvent en être tirés. Il a été démontré que les RBs ont l'avantage d'équilibrer les facteurs socio-économiques par rapport aux aspects physiques. Les résultats présentés dans ce document ont fourni des réponses aux gestionnaires de rivières qui ont acquis une meilleure connaissance des processus hydromorphologiques influençant le système fluvial sur lequel ils travaillent. Cependant, ce processus prend du temps et il est nécessaire de disposer d'une quantité importante de données pour pouvoir proposer des solutions de restauration cohérentes. Enfin, le principal retour d'expérience de cette modélisation participative est que l'implication des parties prenantes est la clé pour parvenir à la validation de ce type de modèles tout en renforçant la collaboration et en créant une interface pertinente avec les gestionnaires et les chercheurs.

Conclusion générale et perspectives

Les événements d'octobre 2012 et surtout de juin 2013 ont initié de nombreuses études dans les Hautes-Pyrénées dont ce projet de recherche. Antérieurement à ces crues qui ont profondément impacté les enjeux sociaux et économiques des vallées pyrénéennes, le monde de la recherche en hydromorphologie s'intéressait davantage aux cours d'eau alpins autour desquels les enjeux sont plus concentrés.

Ce travail de recherche avait pour objectif principal d'apporter des connaissances concernant l'évolution de la dynamique du bassin du Gave de Pau avant et après les crues d'octobre 2012 et de juin 2013. Le but était de fournir une première réponse qui devrait permettre aux gestionnaires des cours d'eau du bassin versant de comprendre comment cette dynamique impacte le tronçon du Lac des Gaves et d'orienter leur prise de décision quant à sa restauration. Les enseignements tirés des projets de restauration menés durant ces cinquante dernières années, nous ont encouragés à aborder ce travail sous un angle global et systémique illustré par une démarche méthodologique pluridisciplinaire combinant des domaines scientifiques variés (hydrologie, hydraulique, géomorphologie, risques). Le Lac des Gaves a fonctionné comme un ouvrage de rétention des matériaux lors des derniers événements (blocage total du charriage). Il constitue en cela un site expérimental grandeur nature sur lequel plusieurs champs de recherche ont pu être testés. De plus, sa situation géographique, en aval des deux principaux gaves, confortait cette recherche.

Les objectifs de ce travail étaient nombreux et concernaient :

1. la compréhension des évolutions du tronçon du Lac des Gaves et du système torrentiel amont ;
2. la compréhension et la quantification du comportement des flux liquides et solides provenant des sous-bassins versants amont afin de cerner leurs effets sur le milieu physique étudié ;
3. l'identification des différentes parties prenantes et leur intégration à la réflexion aux solutions de restauration pour compléter les connaissances physiques acquises.

Cette conclusion générale synthétise les principaux résultats obtenus. Ce manuscrit s'achèvera par les nombreuses perspectives engendrées par ce travail de recherche.

Synthèse des principaux résultats

Analyse de l'existant

La partie abordant l'analyse de l'existant a comporté une approche historique et expérimentale. L'approche historique a permis de comprendre l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire du Gave de Pau et de ses principaux affluents depuis le XIXème siècle. Ces évolutions ont été retracées pour plusieurs tronçons du bassin versant du Gave de Pau par l'intermédiaire d'analyses horizontales et verticales de photographies aériennes, de cartes et de données topo-bathymétriques. Les indicateurs retenus (bande active et bancs sédimentaires principalement) ont permis de mettre en lien les ajustements des cours d'eau du bassin versant avec les évolutions de contexte hydro-sédimentaire. Les résultats ont révélé que le Gave de Pau et ses principaux affluents, ont subi de profondes modifications de leurs propriétés géométriques au cours du siècle écoulé ce qui semble en accord avec les différents forçages exercés. Il se trouve qu'à l'image de la plupart des cours d'eau français, le bassin versant du Gave de Pau a été bouleversé par la détérioration climatique du Petit Âge Glaciaire, a été impacté par des travaux de reforestation pour limiter la connectivité sédimentaire, a subi des pratiques d'extractions intensives de matériaux et a récemment été sujet à de nombreux travaux post-crues. Cette analyse a abouti à une caractérisation de l'évolution des conditions sédimentaires sur huit périodes indiquant que le bassin versant est actuellement toujours en cours de réajustement. Bien que certains sites

semblent se réactiver en termes de connexion versant/lit (*e.g.* le secteur de Barèges sur le Bastan qui présente une grande disponibilité de matériaux dans le lit, le secteur de la Prade en tête du bassin du Gave de Gavarnie ou encore le Marcadau en amont du Gave de Cauterets), le bassin versant Gave de Pau semble présenter une faible connectivité témoignant d'une pénurie sédimentaire mise en avant par la crue de juin 2013. Les incisions observées, surtout dans les zones où la mobilité latérale est faible, révèlent un déficit sédimentaire induit par les différents forçages visant à réduire l'efficacité de la connectivité.

De manière complémentaire, le protocole de suivi de la mobilité sédimentaire sur le terrain composé de placettes colorées, de suivis topo-bathymétriques et de mesures du charriage, a permis de qualifier la dynamique sédimentaire récente du bassin versant. Ce dernier a montré qu'une mobilité sédimentaire pouvait être observée même pour des débits faibles sur les cours amont. Ce résultat consolide les enseignements tirés de l'analyse historique qui considèrent que le bassin versant est toujours en cours de réajustement post-crue de 2013. L'analyse des dispositifs mis en place sur le terrain indique que le Lac des Gaves poursuit son remplissage au gré des événements hydrologiques.

Les approches historique et expérimentale ont permis de fonder un diagnostic robuste permettant de comprendre le fonctionnement du système fluvial étudié, dans l'objectif d'optimiser sa gestion actuelle et future. Les données et les enseignements acquis ont permis, par la suite, d'alimenter d'une part les modèles développés, et surtout de garder un regard critique sur les résultats des différents calculs mécanistes et probabilistes effectués. En effet, dans ce type de terrains, la quantification physique des flux liquides et solides est très délicate et nécessite ce diagnostic préalable afin d'assurer le développement de solutions robustes. Ce sont donc les résultats de cette analyse qui ont permis de critiquer les sorties des modèles et calculs élaborés dont les principaux résultats sont présentés dans les parties suivantes.

Approche mécaniste

L'approche mécaniste considérée dans le cadre de ce travail de recherche avait pour principale vocation de comprendre la configuration des flux liquides et solides à différentes échelles. L'échelle du bassin versant a été considérée pour une modélisation hydrologique événementielle. L'échelle du tronçon du Lac des Gaves a été considérée pour des calculs et une modélisation hydro-sédimentaire 2D, forcée par les sorties de la simulation hydrologique. Les principaux résultats sont résumés dans les deux parties suivantes.

Modélisation hydrologique

La quantification des flux liquides provenant du système torrentiel amont a fait l'objet d'une modélisation hydrologique avec le modèle MARINE à l'échelle du basin versant. Il s'agissait de reconstituer les événements de crues majeurs. L'approche s'est révélée intéressante, d'autant plus que le modèle a été initialement développé pour comprendre le comportement des bassins versants méditerranéens dans l'objectif de prédire les crues éclair. La cinétique de ces événements étant bien différente de celle observée sur le bassin versant du Gave de Pau, cela a permis une comparaison constructive. La modélisation sur le terrain d'étude a considéré six événements et deux jeux de données issues de pluviomètres au sol et de lames d'eau Radar.

Il s'est avéré particulièrement difficile d'effectuer des estimations précises de l'hydrologie sur le bassin versant du Gave de Pau. La première hypothèse pouvant justifier ces difficultés concerne l'influence de la neige, non prise en compte directement par le modèle. Ceci peut expliquer les fortes disparités observées dans les paramètres de calage. En effet, le modèle compense cette incertitude lors du calage des paramètres, ce qui fait qu'il est difficile de reproduire avec un même jeu de paramètres les événements pour lesquels la fonte nivale était importante de ceux pour lesquels cette dernière n'intervenait pas.

D'autre part, la quantité limitée et la qualité non suffisante des données récoltées ont également rendu les tâches de calibration et de validation difficiles en particulier sur les affluents torrentiels. Ces terrains présentaient un manque de données important dû à des difficultés de mesure ou au fait que certaines stations

sont situées dans des tronçons court-circuités et ne représentent pas la totalité des débits transitant. De manière générale, très peu de données à pas de temps suffisamment fin étaient disponibles sur le bassin versant étudié ce qui a fortement contraint le choix des événements analysés. Par ailleurs, les données représentatives des deux crues de 2012 et 2013 sont entachées d'incertitudes du fait de la défaillance des capteurs au pic de crue.

La comparaison des résultats obtenus avec ceux des Pyrénées Orientales (Boithias et al., 2017; Roux et al., 2020), ont appuyé les conclusions concernant la faible performance de la modélisation sur le terrain d'étude. Toutefois, dans ces études précédentes, les calculs de performance s'appliquaient souvent aux résultats obtenus à l'exutoire alors que, dans le cas de notre projet, la performance a été estimée sur plusieurs points du bassin versant. Si un compromis de calibration est possible en aval, au niveau des rivières de piémont, il est très compliqué de trouver un consensus sur les rivières torrentielles ou les torrents en amont. Ces terrains présentent des difficultés particulières rendant l'estimation de l'hydrologie très incertaine.

Le travail de modélisation effectué a permis d'arriver à un calage événementiel par sous-bassin versant. L'avantage de cette modélisation est que les sorties sont disponibles en tout point du réseau de drainage. Ceci a donc permis d'intégrer les hydrogrammes de crue simulés en entrée du modèle hydro-sédimentaire développé à l'échelle du tronçon du Lac des Gaves. Les flux latéraux le long du linéaire du tronçon ont également été intégrés comme sources contribuant, de manière non négligeable, au volume liquide transité.

Calculs du transport solide

Des calculs des volumes sédimentaires ont été conduits à différentes échelles temporelles afin d'identifier la quantité de matériaux arrivant au Lac des Gaves. Ces apports interagissent forcément avec le lit du cours d'eau sur ce tronçon ce qui peut potentiellement modifier sa morphologie. Le remplissage du Lac des Gaves, reconstitué dans le cadre de l'analyse historique, a permis d'identifier les volumes piégés sur différentes périodes. Cette donnée s'est avérée précieuse et elle a permis d'estimer la performance des équations de transport considérées et de retenir celles adaptées au terrain d'étude.

Les calculs du transport solide ont permis de tester de nombreuses formulations grâce à la plateforme BedloadWeb. Toutes les formules disponibles dans la plateforme ont été testées dans un premier temps. L'objectif n'était bien évidemment pas de les retenir toutes. Il s'agissait surtout de montrer qu'une formule appliquée en dehors de son domaine de validité pouvait fournir des résultats aberrants, surestimant ou sous-estimant de plusieurs ordres de grandeur le transport solide. L'importance du choix de la formulation de transport solide adaptée au terrain a donc été démontré au vu des conséquences non négligeables que les chiffres annoncés peuvent avoir sur le dimensionnement des mesures de restauration à mettre en place.

Les données de terrain disponibles sur le Gave de Pau ont permis de conclure quant aux formules les plus adaptées. Des volumes annuels ont pu être estimés sur différentes périodes avant et après les crues de 2012 et 2013. Les résultats rejoignent les conclusions de l'analyse historique étant donné que les volumes estimés post-crues sont beaucoup plus importants que ceux calculés avant ces deux événements. De manière générale, les formules à seuil ne se sont révélées performantes que pour des conditions de forts débits.

Cette tâche d'estimation du transport solide s'est avérée beaucoup plus complexe sur les deux rivières torrentielles au vu du manque de données. Les campagnes de mesure du transport solide sur le terrain à l'aide de variantes du préleveur Helley-Smith en aval de ces deux affluents, n'ont pas permis de conclure quant à la validité des formules testées sur les Gaves de Cauterets et de Gavarnie. En effet, ces mesures sont délicates et peuvent présenter des fluctuations importantes (Recking et al., 2012) au vu de la faible durée pour laquelle le matériel est déployé. Par ailleurs, les résultats obtenus ont permis de remettre en question le choix des sections considérées dans le cadre de la campagne de terrain. Enfin, ces mesures doivent être poursuivies afin d'arriver à une courbe de tarage débit solide/débit liquide plus robuste.

Les calculs effectués sur les affluents torrentiels ont donc été basés sur les conclusions tirées des résultats obtenus sur le Gave de Pau. Par conséquent, les valeurs annoncées sont à prendre avec beaucoup de précaution car il s'agit de deux types de cours d'eau distincts ne présentant pas les mêmes caractéristiques

morphologiques.

Cette approche a permis de conclure sur les formulations les plus efficaces sur le terrain d'étude. A l'issue de ce résultat, la formule de Recking (2013b) a également été considérée dans le cadre de la modélisation hydro-sédimentaire. Ceci a donc permis de garder une cohérence entre les différentes approches considérées dans le cadre de nos travaux. Enfin, les volumes estimés à l'échelle événementielle, pourront par la suite améliorer les prédictions par la modélisation en servant de données d'entrée et de contrôle.

Modélisation hydro-sédimentaire

Un modèle hydro-sédimentaire 2D a été développé à l'échelle du tronçon du Lac des Gaves avec le système TELEMAC-MASCARET. L'objectif était de pouvoir comprendre la configuration des écoulements liquides et solides sur ce tronçon. Cette démarche a permis d'accéder à des données quantifiées, difficilement mesurables en crue sur le terrain, et essentielles pour l'évaluation de différents scénarios de restauration.

Les paramètres du modèle ont été testés et deux formulations du transport solide ont été finalement retenues, en accord avec les estimations précédentes (Meyer-Peter and Müller (1948) et Recking (2013b)). Les résultats obtenus, ont montré à quel point les modèles 2D rencontrent des difficultés lorsqu'il s'agit de reproduire l'évolution d'un chenal à morphologie très complexe. Les processus morphologiques sont en effet sous-estimés ou exagérés à certains endroits. Ceci suggère qu'il est difficile de statuer sur des paramètres homogènes sur tout le domaine d'étude. Des modifications localisées telles que la spatialisation de la granulométrie et du coefficient de rugosité sont donc à considérer sur ce genre de sites. La modélisation effectuée a permis d'identifier et de comprendre le rôle des différents processus impliqués.

Le modèle n'a pu être testé que sur un seul événement pour lequel des données hydro-sédimentaires étaient disponibles. D'autres événements devront être considérés afin de parvenir à la validation du modèle sur le tronçon du Lac des Gaves.

Enfin, la modélisation hydro-sédimentaire s'est avérée particulièrement utile pour alimenter l'approche participative, décrite ci-après.

Approche probabiliste

Au vu de la diversité des critères, des enjeux et des aspects multi-échelles à prendre en considération, un projet de restauration est contraint par des incertitudes importantes. Sans pouvoir totalement évaluer l'ampleur de l'incertitude globale, une façon de s'en approcher est de séparer les variables incertaines en lien avec les différentes parties prenantes du problème. Dans ce cadre, une modélisation participative a été envisagée afin de combler les lacunes de connaissances concernant principalement les aspects socio-économiques. Notre travail a porté sur la problématique de sélection des meilleures stratégies pour la restauration du tronçon du Lac des Gaves. Les approches abordées précédemment, ont permis d'alimenter ce travail avec des données physiques et d'avoir un regard suffisamment critique sur les résultats obtenus. Avec la participation des parties prenantes, il a été possible d'identifier les variables manquantes, de les compléter et de comprendre le rôle de chacune sur le système étudié. Les Réseaux Bayésiens se sont révélés être particulièrement adaptés à ce travail de part leur capacité de visualisation graphique, facilitant les interactions avec les participants.

Des ateliers de travail ont été organisés dans le cadre de la Modélisation Participative. Ils ont permis de définir, en collaboration avec les acteurs, les graphiques causaux pour les différents critères considérés physiques ou socio-économiques (sécurité des biens et des personnes, continuité écologique, continuité sédimentaire, aspects sociaux et aspects économiques). Les états des variables ont été développés en collaboration avec les parties prenantes et ont aidé à remplir les Tables de Probabilités conditionnelles. Nous avons présenté les résultats relatifs à l'évaluation de la sécurité des biens et des personnes. Trois scénarios ont été testés. Il s'est avéré que le meilleur scénario d'un point de vue physique concernait la suppression des deux seuils. Il s'agit toutefois du plus coûteux. Par ailleurs, ce scénario doit être forcément pris en compte avec d'autres

mesures de protection au vu des enjeux implantés aux abords du tronçon du Lac des Gaves.

Nous avons également prouvé que le scénario initialement privilégié (abaissement/suppression du seuil aval) n'était pas le meilleur en termes de protection des biens et des personnes. En effet, une action sur le seuil aval uniquement ne ferait que déplacer le problème au premier point bloquant, en d'autres termes, le seuil amont. Une action conjointe sur ces deux seuils est donc à privilégier. Cette information en particulier a changé le regard des parties prenantes sur le système étudié. Elle leur a permis de réaliser à quel point les systèmes fluviaux pouvaient être complexes et qu'une solution de restauration optimale s'avérait très délicate à identifier.

Au delà des valeurs obtenues, le processus participatif s'est révélé être un outil d'apprentissage social intéressant. Les parties prenantes ont pu reconnaître les incertitudes liées à la gestion des cours d'eau et le fait que les actions de restauration peuvent avoir des impacts positifs sur un critère donné mais des impacts négatifs sur d'autres.

Perspectives

Ce travail de recherche a tenté d'approcher des domaines scientifiques différents encore très peu abordés sur le terrain d'étude. Le champ de travail était donc très vaste ce qui a permis d'explorer de nombreuses pistes et d'apporter de nouvelles connaissances. Tous les aspects n'ont toutefois pas pu être totalement développés dans le temps imparti. En particulier, les points suivants mériteraient d'être approfondis dans de futurs travaux :

- **Approche historique et expérimentale** : bien qu'il s'agisse d'un des aspects les plus approfondis de la thèse, le protocole de terrain pourrait être amélioré. Les mesures de transport solide mériteraient d'être intensifiées, en particulier autour du tronçon du Lac des Gaves afin de qualifier un état initial (pré-aménagements) fidèle à la réalité du terrain. Différentes techniques de mesure du transport solide seraient intéressantes à confronter afin de s'assurer de leur robustesse et de réduire un maximum l'intervalle d'incertitudes. Les mesures ponctuelles du débit solide doivent être poursuivies et elles pourraient être accompagnées de mesures en continu, en cours de développement dans la communauté scientifique ;

- **Modélisation hydrologique** : le travail mené ouvre les portes à de nombreuses perspectives d'amélioration des performances du modèle sur le bassin versant du Gave de Pau pour une utilisation en prévision. La première concerne l'intégration de la composante neige en tant que phénomène physique. Cette étape apparaît comme indispensable si le modèle MARINE est envisagé sur des bassins de haute montagne. Ceci permettra de limiter les variations des paramètres de calage et d'arriver à une calibration et une validation robustes. La seconde perspective concerne la constitution d'un jeu d'événements beaucoup plus riche que celui considéré dans le cadre de ce travail. Enfin, les résultats obtenus ont indiqué que les données Radar n'amélioraient pas forcément les résultats sur ce type de bassins versants au vu de leur topographie complexe et du masquage en résultant. La mise en place de Radar à bande X serait également un plus incontournable comme cela a été mis en place sur le massif alpin. En attendant ce type de Radar, le déploiement de pluviomètres au sol paraît être la solution la plus intéressante à développer sur le bassin versant du Gave de Pau ;

- **Calculs du transport solide** : ce volet est directement en lien avec l'amélioration du protocole de suivi du transport solide sur le terrain. En effet, le bassin versant du Gave de Pau manque crucialement de données de validation ce qui complique le choix de formulations adaptées, en particulier lorsqu'il s'agit des affluents torrentiels. Une analyse de sensibilité plus poussée pourrait également être envisagée, en considérant par exemple de manière plus approfondie les incertitudes en lien avec l'hydrologie. Enfin, d'autres campagnes granulométriques pourraient être envisagées sur des zones de dépôt afin de

considérer le "travelling bedload" et éviter la sous-estimation du transport solide par certaines formules en particulier pour les événements extrêmes ;

- **Modélisation hydro-sédimentaire** : la modélisation a été conduite en considérant une concentration à l'équilibre en entrée. L'intégration des volumes solides estimés avec les formules de transport retenues semble donc être une des principales pistes à envisager pour améliorer les performances du modèle. Par ailleurs, au vu de la morphologie complexe du tronçon du Lac des Gaves, il serait intéressant de considérer la spatialisation de certains paramètres comme le coefficient de rugosité ou la granulométrie. Une autre perspective serait d'approfondir le couplage avec le modèle hydrologique et l'appliquer avec le transport solide. Enfin, des scénarios de restauration devraient être étudiés de manière plus complète avec les paramètres jugés les plus adaptés au terrain d'étude ;

- **Approche participative** : les scénarios simulés n'ont considéré que des actions sur les deux seuils de Préchac et de Beaucens. Ces derniers mériteraient d'être accompagnés d'autres mesures de restauration complémentaires telles que la stabilisation des berges ou la libération progressive des matériaux vers le système fluvial aval. Seul le critère "sécurité des biens et des personnes" a été abordé dans le cadre de ce travail de recherche. La principale perspective de cette approche est donc d'alimenter les graphiques causaux en lien avec les autres critères et de confronter les différents résultats obtenus. Bien que cela paraisse peu réaliste, l'objectif serait de voir si un consensus est possible entre les différents critères considérés pour une mesure de restauration donnée. Enfin, les graphiques pourraient continuer à être alimentés avec les données acquises dans le futur, afin d'améliorer la qualité des prédictions.

Création d'un observatoire hydro-sédimentaire expérimental

Le plus bel accomplissement de ce travail de recherche a été la création d'un Observatoire et Outil de gestion de l'Hydromorphologie des Gaves (O^2H). Notre travail de recherche nous a permis de prendre conscience de la difficulté de mesure du transport solide sur le terrain en particulier sur les cours d'eau de montagne, et surtout du manque de données disponibles au début de la thèse et des moyens très importants (en termes de temps et de coût) qu'il fallait mettre en œuvre pour disposer de données fiables. Le protocole développé dans le cadre de cette thèse, a permis d'acquérir les premières connaissances de terrain en lien avec le transport solide sur le bassin versant du Gave de Pau. Cette tentative pionnière a montré que la mesure du transport solide pouvait être très délicate et qu'il était nécessaire de développer et de comparer différentes approches pour constituer un jeu de données fiables. C'est dans ce contexte que ce projet d'observatoire a été monté.

L'observatoire est en réalité une plateforme de recherche collaborative qui réunit plusieurs partenaires dont les compétences devraient permettre de mettre en commun des données existantes et de créer de nouveaux jeux de données à l'aide de techniques de mesures innovantes. Des outils de mesure du transport solide en continu et en temps réel sont considérés. Le réseau est pour l'instant constitué de 5 stations de mesure en continu encadrant la zone du Lac des Gaves. Il combine des mesures par acoustique passive (hydrophone), par analyse sismique (géophone), par turbidimètre et via des mesures hydrométriques (Fig. 7.13). Les observations ponctuelles considérées dans le cadre de cette thèse sont en parallèle maintenues pour jauger les stations continues dans différentes conditions de débit.

Les résultats attendus de cet observatoire sont :

- de compléter la réflexion présentée dans le cadre de ce travail de recherche et de répondre aux nombreuses questions scientifiques concernant le fonctionnement sédimentaire du bassin versant, et son impact sur les problématiques opérationnelles du PLVG ;

- de confronter les méthodes de mesure et d'explorer les avantages et les limites de chacune ;

- d'analyser les complémentarités entre ces méthodes de mesure sur les différents sites retenus ;
- de développer des techniques de mesure en temps réel à des coûts abordables ;
- d'étudier les coûts et contraintes opérationnelles engendrées par un tel réseau ;
- de proposer un scénario d'instrumentation durable pour alimenter la base de donnée hydromorphologique et d'améliorer à terme les prédictions des différents modèles développés ;
- d'attribuer un "état initial" au tronçon du Lac des Gaves, préalablement à sa restauration ;
- de tenter de fournir, en temps réel, des indicateurs sur l'activité sédimentaire du cours d'eau (*e.g.* aucune, suspension (faible), suspension/charriage (moyen), suspension/charriage (intense) ;
- d'aider les élus locaux à la décision avec des données représentatives de la réalité du terrain réduisant forcément les incertitudes.

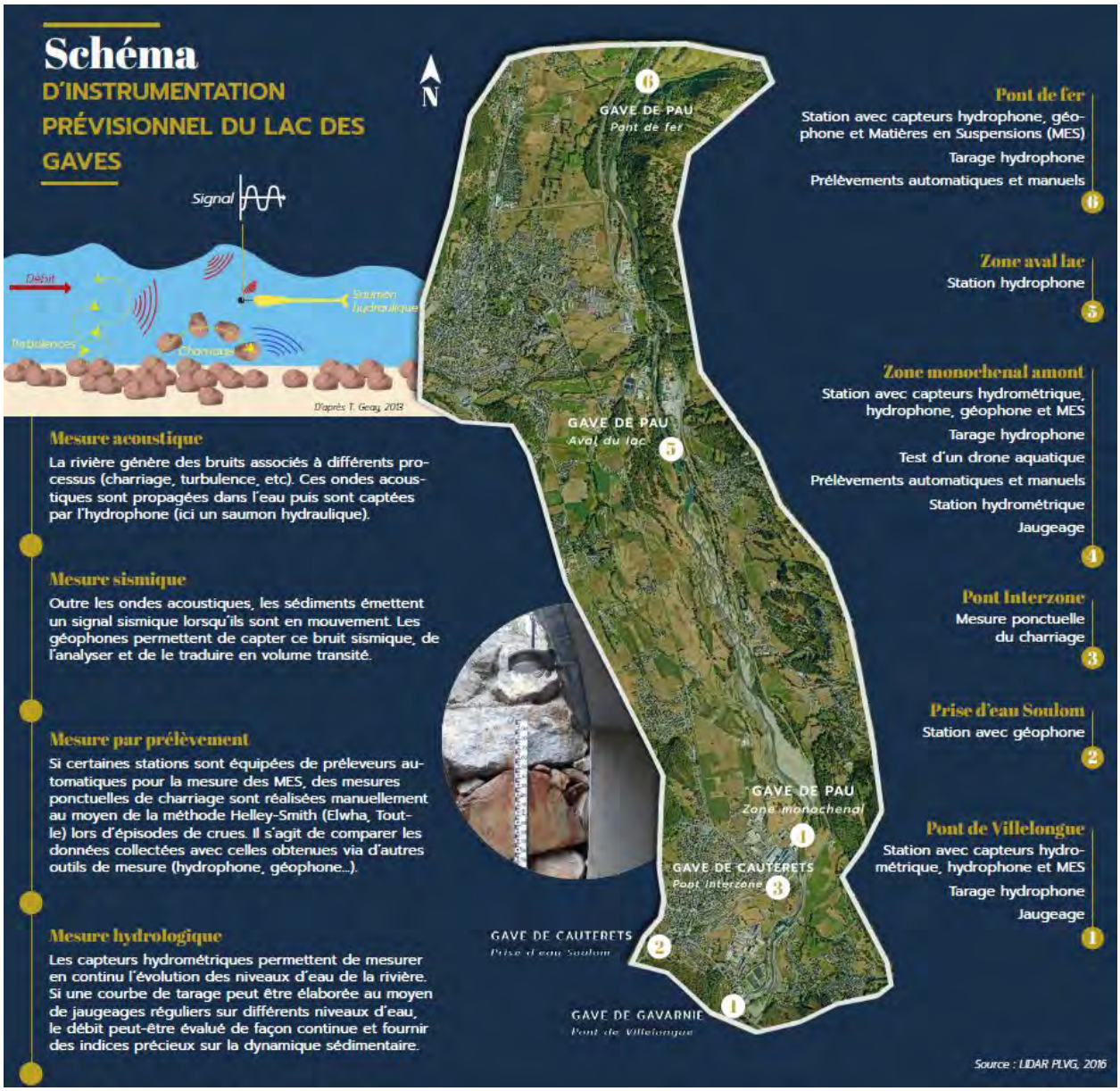


FIGURE 7.13 – Schéma prévisionnel d'instrumentation du tronçon du Lac des Gaves (source : PLVG)

ANNEXES

Annexes

A Formules de transport solide

A.1 Formule de Lefort (2007)

La formule de Lefort (2007) est constituée d'une succession d'équations intermédiaires que nous détaillons ci-dessous.

Le débit solide journalier est défini comme suit lorsque le débit de début de mouvement est dépassé (Eq. 6) :

$$G_s = 0.864 C_p Q \tag{2}$$

avec G_s le débit solide (tonnes/jour) et C_p la concentration de matériaux (mg/l). Ce dernier paramètre est défini par l'équation 8. G_s est égal à 0 si le débit est inférieur au débit de début de mouvement (Eq. 6).

Soient les spécifications du matériaux tel que :

Le diamètre moyen du matériau du lit est défini comme suit :

$$d_m = \sum \frac{d_i P_i}{P} \tag{3}$$

avec d_i le diamètre et P_i le poids pour la classe granulométrique considérée. Le diamètre adimensionnel s'exprime de la manière suivante :

$$d_m^* = d_m \left[\frac{d(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} \tag{4}$$

où s correspond à la densité du matériau et ν correspond à la viscosité cinématique de l'eau.

Soit le coefficient de rugosité du grain (k_r) :

$$k_r = \frac{21.1}{d_m^{1/6}} \tag{5}$$

Le calcul du débit de début de mouvement (Q_0) se fait de la manière suivante :

$$\frac{Q_0}{\sqrt{g d_m^5}} = C_{(d_m^*)} (s-1)^{5/3} \left(\frac{B}{d_m} \right) \left(\frac{k_s}{k_s} \right)^{-0.42} J^{-n} \tag{6}$$

où B correspond à la largeur du lit actif, k_s correspond au coefficient de Strickler du lit et J correspond à la pente. La fonction $C_{(d_m^*)}$ correspond à la variation de la contrainte critique de Shields en fonction du diamètre des sédiments :

$$C_{(d_m^*)} = 0.0269 + \frac{0.532}{1.1 + d_m^*} - 0.0589 e^{(-d_m^*/60)} \tag{7}$$

si $D_m > 8\,mm$, sinon $C_{(D_m^*)} = 0.0269$. Le coefficient n correspond à : $n = 1.725 + 0.09 log(J)$. La concentration se calcule de la manière suivante :

$$C_p = 3.176.10^6 cor \left(\frac{d_{90}}{d_{30}} \right)^{0.21} \frac{s}{(s-1)^1.38} J^m \left[G(Q^*) \right]^z \tag{8}$$

avec Q^* Q/Q_0, $m = 1.887 + 0.09 log(J)$ et $Z = 0.78 + \frac{1.53 Re^0.14}{d_m^{*0.78}}$. Le facteur de correction de dune cor intègre l'influence des fortes rugosités induites par certaines dunes en laboratoire et la majoration du frottement résultant. Si $k_s/k_r < 0.6$; $cor = 1 - 0.9 e^{\left(-0.08 \left(\frac{k_s}{k_r}\right)^{2.4} Q^*\right)}$ sinon $cor = 1$.

La fonction $G(Q^*)$ se décompose en deux equations :

$$G(Q^*) \;=\; \begin{cases} 3.88\left[1-(0.75/Q^*)^{0.25}\right]^{5/3} & Q^* > 2.5 \\ 0.4\left[\frac{Q^*}{2.5}\right]^{6.25(1-0.37Q^*)} & Q^* < 2.5 \end{cases} \tag{9}$$

Cette formule a été calée sur plusieurs données de laboratoire et de terrain disponibles. Elle ne présente donc pas de limitation d'utilisation ce qui la rend adaptée à notre cas d'étude. De plus, cette formule est couramment utilisée en torrents de montagne, en particulier par les services RTM.

A.2 Formule de Meyer-Peter and Müller (1948)

La formule de Meyer-Peter and Müller (1948) prend la forme suivante :

$$\Phi \;=\; 8\left[\left(\frac{K'}{K}\right)^{3/2}\tau^* - 0.047\right]^{3/2} \tag{10}$$

où K/K' correspond au ratio entre le coefficient de Strickler de l'écoulement K et le coefficient du grain K'. Ce dernier permet de corriger la contrainte totale afin de ne tenir compte que de la contrainte appliquée au grain. Le terme K est donné par $K \;=\; \frac{U}{S^{1/2}R^{2/3}}$ et le coefficient du grain est calculé avec l'équation 6.5.

La formule de Meyer-Peter and Müller (1948) est principalement basée sur des résultats d'expérimentations de laboratoire avec des matériaux uniformes et non uniformes. Il s'agit de l'une des premières et principales formules utilisées lorsqu'il s'agit d'étudier une rivière ou un cas de laboratoire à granulométrie étendue. Cette caractéristique la rend adaptée à notre cas d'étude. Néanmoins, le fait qu'elle n'ait été calibrée et validée que sur des mesures de laboratoire peut conduire à des résultats aberrants lorsqu'il s'agit de données de terrain. Aussi, son utilisation doit être considérée avec beaucoup de précautions.

A.3 Formule de Parker (1990)

Pour appliquer cette équation, il faut d'abord procéder à la suppression de la fraction sableuse de la courbe granulométrique. L'équation de Parker (1990) prend la forme suivante :

$$W_i^* \;=\; \frac{(s-1)gq_{\nu i}}{F_i u_*^3} \;=\; 0.00218G(\phi) \tag{11}$$

avec s la gravité spécifique des sédiments, g l'accélération de gravité, u_* la vitesse de cisaillement, F_i la fraction de sédiment correspondant à la surface du lit et $q_{\nu i}$ le taux de transport massique par unité de largeur.

Le paramètre ϕ correspond à une fonction de masquage :

$$\phi \;=\; \omega\phi_{sgo}\left(\frac{D_i}{D_g}\right)^{-0.0951} \tag{12}$$

ω correspond aux changements du diamètre moyen des grains ainsi que le tri granulométrique du lit en fonction de l'augmentation de la contrainte de cisaillement et du taux de transport :

$$\omega \;=\; 1 + \frac{\sigma}{\sigma_0(\phi_{sgp}}\left[\omega_0(\phi_{sgo}) - 1\right] \tag{13}$$

σ_0 et ω_0 sont fonction de ϕ_{sgo} (Fig. 14). Pour des valeurs de tri granulométriques légèrement au dessus du seuil pour le transport solide (*e.g* $1 \;<\; \phi_{sgo} \;<\; 1.5$, la fonction ω prend des valeurs comprises entre 1 et 0.8.

La troisième fonction correspond à la relation entre l'état de transport, exprimé en termes de contrainte de Shields :

$$\phi_{sgo} \;=\; \frac{\tau_g^*}{\tau_{ssrg}^*} \tag{14}$$

où τ^*_{ssrg} est la contrainte de Shields critique équivalente à 0.0386.

La contrainte de surface de Shields prend la forme de :

$$\tau^*_g = \frac{\tau}{\rho(s-1)gD'_g} \tag{15}$$

$G(\phi)$ s'exprime alors de la manière suivante :

$$G(\phi) = \begin{cases} 5474\left(1-\frac{0.853}{\phi}\right)^{4.5} & \phi > 1.59 \\ \exp\left[14.2(\phi-1)-9.28(\phi-1)^2\right] & 1 \leq \phi \leq 1.59 \\ \phi^{14.2} & \phi < 1 \end{cases} \tag{16}$$

Les fonctions $\sigma_0(\phi_{sgo})$ et $\omega_0(\phi_{sgo})$ sont déduites de la figure 14.

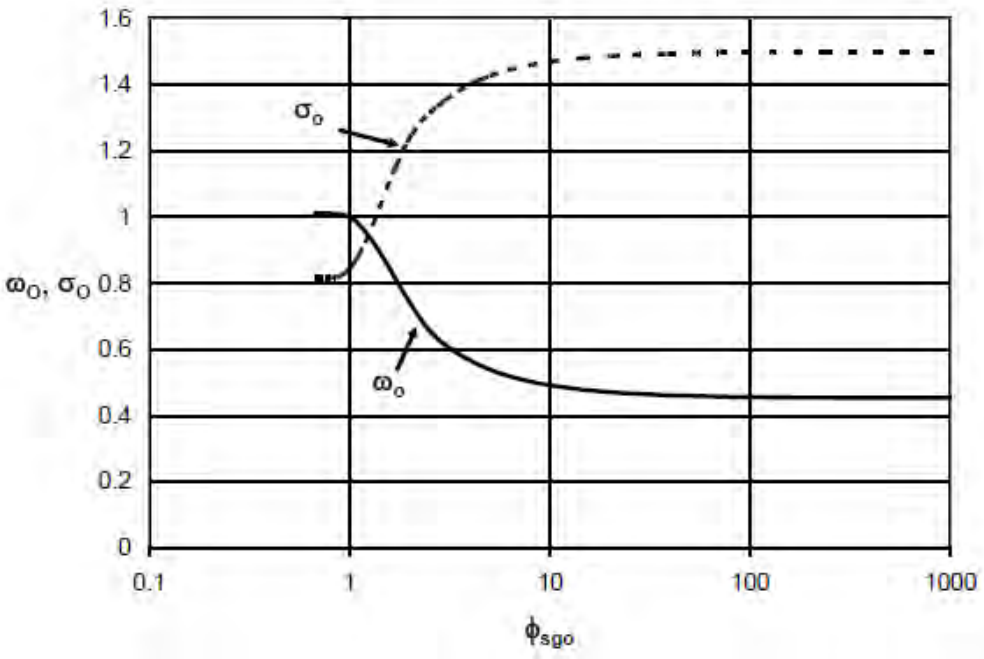


FIGURE 14 – Paramètres σ_0 et ω_0 en fonction de ϕ_{sg} dans la formule de Parker (1990) (D'après Recking (2020))

Une fois la courbe granulométrique découpée en classes i, on calcule :

$$\phi_i = \frac{ln(D_i)}{ln(2)}, \overline{\phi_i} = \frac{1}{2}(\phi_i + \phi_{i+1}), p_i = p_f(\phi_{i+1}) - p_f(\phi_i) \tag{17}$$

avec $\sum p_i = 1$.

D_g correspond au diamètre géométrique :

$$D_g = 2^{\phi_m} \tag{18}$$

avec $\phi_m = \sum_{i=1}^{n} \overline{\phi_i} p_i$.

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^{n} (\overline{\phi_i} - \phi_m)^2 p_i \tag{19}$$

Cette équation a été formulée pour reproduire uniquement le transport de la charge grossière, sans prendre en compte la fraction sableuse. Elle a été calibrée sur des données de terrain relevées sur la rivière Oak Creek

(citer Milhous, 1973). Les caractéristiques de la rivière sont les suivantes : $S = 0.8 - 2\%$, $D_{50} = 54\,mm$, $D_{84} = 80\,mm$ et $\tau^*/\tau_c^* = 0.11 - 1.04$ calculé pour le D_{84}. Cette équation s'avère donc adaptée au tronÃ§on du Lac des Gaves et en particulier aux rivières torrentielles amont, où la fraction sableuse est moins présente qu'en aval.

A.4 Formule de Recking et al. (2013)

Cette formule résulte des travaux de Recking (2010, 2013a); Recking et al. (2016). L'équation en question prend la forme suivante :

$$q_b^* = \frac{q_b}{\rho_s\sqrt{g(s-1)D_{84}^3}} = \frac{14{\tau_{84}^*}^{2.5}}{1+\left(\frac{\tau_m^*}{\tau_{84}^*}\right)^4} \tag{20}$$

q_b (kg s^{-1} m^{-1}) le débit par unité de largeur, $s = \rho_s/\rho$, ρ_s et ρ sont les masses volumiques des sédiments et de l'eau respectivement (kg m^{-3}) et g est la constante gravitationnelle. Le paramètre τ_m^* est un terme de mobilité qui définit la transition entre un transport partiel et total (Recking et al., 2016). La formulation suivante a été particulièrement développée pour les seuils-mouilles et bancs alternés :

$$\tau_m^* = (5S + 0.06)\left(\frac{D_{84}}{D_{50}}\right)^{4.4\sqrt{S}-1.5} \tag{21}$$

Pour les autres morphologies, elle prend la forme suivante :

$$\tau_m^* = 1.5S^{0.75} \tag{22}$$

Les principaux avantages de cette équation sont que :

- elle considère un transport solide par charriage partiel ;
- elle a été spécialement développée à partir de données de terrain ce qui la rend adaptée aux calculs moyennées sur une section en travers ;
- elle a été validée avec une très grande gamme de jeux de données indépendants dans différents cours d'eau ;
- elle est connue pour être adaptée aux cours d'eau de montagne à fortes pentes et granulométrie grossière.

A.5 Formule de Smart (1983)

La formule de Smart (1983) consiste en une succession d'équations :

$$\Phi = 4\left(\frac{D_{90}}{D_{30}}\right)^{0.2} S^{0.6}\frac{U}{u^*}{\tau^*}^{0.5}(\tau^* - \tau_c^*) \tag{23}$$

avec :

$$\frac{U}{u^*} = 2.5\left[1 - \exp\left(-\frac{0.05Z_{90}}{S^{0.5}}\right)\right]^{0.5} ln(8.2Z_{90}) \tag{24}$$

et :

$$\tau_c^*(S) = 0.05\cos(\arctan(S))\left(1 - \frac{S}{\tan\phi}\right) \tag{25}$$

où $Z_{90} = \frac{R}{D_{90}}$ et $\Phi = 38\,\text{deg}$ (0.61 rd).

Cette formule se base sur les données de Meyer-Peter and Müller (1948) complétées par de nouvelles expériences sur des matériaux uniformes et non uniformes. Le lit est considéré comme étant mobile, la notion d'armure n'est pas prise en compte. Recking (2020) ne recommande pas l'utilisation de cette formule pour $D_{90}/D_{30} > 8.5$ et pour $S > 20\%$. Ces conditions sont donc systématiquement vérifiées avant chaque calcul efectué avec cette formule.

A.6 Formule de Wilcock and Crowe (2003)

La formule s'exprime à travers la succession d'équations suivantes :

$$W_i^* = \begin{cases} 0.002\phi^{7.5} & \phi < 1.35 \\ 14\left(1 - \frac{0.894}{\phi^{0.5}}\right) & \phi \geq 1.5 \end{cases} \tag{26}$$

avec :

$$W_i^* = \frac{(s-1)gq_{\nu i}}{F_i u_*^3} \tag{27}$$

$$\phi = \frac{\tau}{\tau_{ri}} \tag{28}$$

$$\tau_{ri} = \tau_{rg}\left(\frac{D_i}{D_g}\right) \tag{29}$$

$$b = \frac{0.67}{1 + \exp\left(1.5 - \frac{D_i}{D_g}\right)} \tag{30}$$

et :

$$\tau_{rg} = (s-1)\rho g D_h(0.021 + 0.015\exp\left[-20F_s\right] \tag{31}$$

où $q_\nu i$ correspond au transport volumique par unité de largeur pour la taille de grain i, D_g correspond au diamètre moyen géométrique de la surface du lit (Parker, 1990), F_s correspond à la fraction de sable à la surface du lit ($F_s \leq 1$).

La contrainte est corrigée de la manière suivante (citer Wilcock et al 2009) :

$$\tau' = 17(SD_{65})^{1/4}U^{3/2} \tag{32}$$

avec D_{65} en mm.

Cette donnée a été construite à partir de données de laboratoire avec une granulométrie non uniforme constituée de sables et de graviers. Les pentes varient entre 0.1 et 1.8%. En comparaison avec d'autres formules de laboratoires, cette équation considère que les flux sont reliés non pas à la granulométrie injectée (entrée du modèle physique) mais elle dépend de l'état de surface du lit au moment de la mesure. Ceci la rend donc plus légitime pour une utilisation sur le terrain.

B Modélisation participative

B.1 Questionnaire

Questionnaire préalable au premier atelier participatif prévu le 09/04/2019

1. Zone d'étude

Le tronçon du Lac des Gaves, zone d'intérêt de cette étude, s'étend sur environ 5 km, depuis la confluence du Gave de Cauterets avec le Gave de Gavarnie jusqu'au pont de Tilhos. Les sous-bassins versants amont (Gaves de Cauterets et de Gavarnie) sont également pris en considération car ils représentent les principales sources d'apports sédimentaires susceptibles d'alimenter le tronçon du Lac des Gaves.

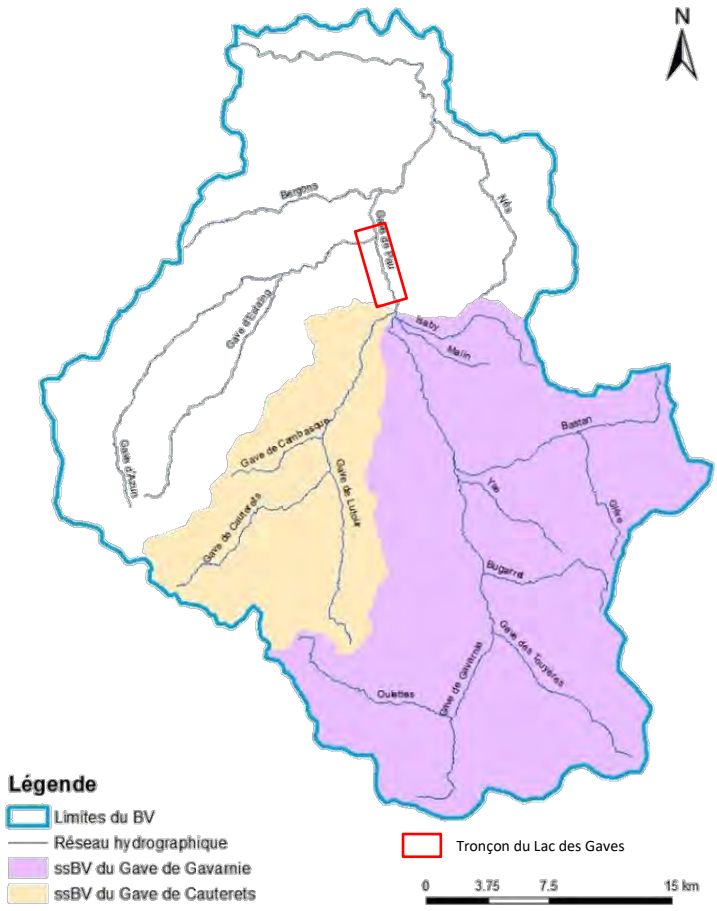


Figure 1 : Localisation du tronçon du Lac des Gaves et présentation du Bassin Versant du Gave de Pau et ses principaux sous bassins versants amont

2. Note d'introduction

Cher participant,

Etant donné le caractère multicritère de l'étude concernant le devenir du Lac des Gaves en termes de sécurité des biens et personnes, de continuité écologique et sédimentaire et des différents aspects économiques, la première approche considérée pour traiter cette problématique a été de conduire une analyse approfondie de l'évolution historique du tronçon qui l'a menée vers son état actuel combinée à une étude de ses particularités physiques sur le terrain. A la suite de cette analyse, une quantité importante de données hydromorphologiques a été collectée. Cette première étape a aidé à comprendre le comportement hydromorphologique du lac, de faire un premier diagnostic sur les diverses variables d'influence existantes, les dysfonctionnements et risques présents et de commencer à penser grossièrement à des solutions de restauration physiquement adaptées.

Toutefois, les projets de restauration de rivières sont encore au stade exploratoire. Ils peuvent s'avérer compliqués et incertains étant donné qu'ils combinent plusieurs problématiques scientifiques et non scientifiques. Par conséquent, les projets de restauration pourraient bénéficier de l'intégration de parties prenantes de différents horizons pouvant combler les lacunes de connaissances. L'objectif est d'explorer les différentes problématiques que vous avez identifiées et les principaux facteurs responsables de l'état actuel du Lac des Gaves selon votre vision des choses. Il est également intéressant de voir quelle est votre perception des différentes forces motrices, pressions, impacts et réponses du système dans le but d'identifier l'état idéal de restauration souhaité par une mesure de gestion donnée. L'objectif est également de s'attaquer à tous les domaines impliqués dans ce projet tous ensemble, d'améliorer votre compréhension de la complexité du système étudié, de vous faire participer et vous faire prendre connaissance des différents points de vue existants et des challenges pouvant être rencontrés dans le cadre de projets de restauration pour enfin arriver à des perspectives de gestion prometteuses. Pour ce faire, nous avons choisi de conduire une modélisation participative à l'aide des Réseaux Bayésiens. Cet outil sera présenté de manière plus détaillée lors des ateliers. Il permettra de construire des graphes causaux (représentant les liens entre les différentes variables influençant le système Lac des Gaves) sur la base de vos connaissances combinées aux nôtres. Cette approche s'appuiera donc sur la capacité à nourrir les modèles avec de l'information collectée sur le terrain, des connaissances physiques des phénomènes ainsi que les connaissances du groupe de parties prenantes. Cette partie du projet est de ce fait consistante avec la première approche historique et expérimentale présentée brièvement ci-dessus et lors du Comité de Pilotage ayant eu lieu le 14/03/2019.

Nous vous proposons de répondre en amont des ateliers à ce questionnaire afin de pouvoir organiser au mieux les groupes de travail si nous ressentons le besoin de compartimenter et de connaître d'ores et déjà vos orientations.

P.S : toutes les réponses sont confidentielles et il n'y a pas de bonnes ou mauvaises réponses, n'hésitez donc pas à vous exprimer en toute sincérité. Vous pouvez également nous contacter pour toute question, clarification ou complément d'information.

Début du questionnaire

3. Informations générales sur le participant

- Nom :
- Prénom
- Fonction :
- Organisme :
- Précisez quelle structure, communauté d'usagers ou service vous représentez (par exemple : représentant des kayakistes sur le bassin versant du Gave de Pau, représentant du service qualité de l'eau et des milieux aquatiques à l'Agence de l'eau ou représentant des riverains) :

- Intérêt dans le projet en quelques mots :

1. Habitez-vous dans le bassin versant du Gave de Pau ? Si tel est le cas, depuis combien de temps ?
    a) Non, je vis près de ……. (Ville)
    b) Oui, depuis ……. ans
2. Avez-vous assisté à un comité de pilotage du projet de recherche sur le devenir du Lac des Gaves dans les deux dernières années ?
    a) Oui
    b) Non
3. Possédez-vous une propriété proche du tronçon du Lac des Gaves ou des principaux affluents du Gave de Pau ? Si tel est le cas quelle catégorie décrit le mieux cette propriété ?
    a) Non
    b) Oui, environ …… hectares
        i. Résidence primaire
        ii. Résidence secondaire
        iii. Location
        iv. Structures non habitables
        v. Autre …….

4. Connaissances générales du site

Dans cette section, nous souhaitons connaître les connaissances du site et de son historique de chaque participant.

1. A quel point estimez-vous connaître le tronçon du Lac des Gaves dans sa configuration actuelle ?
    a) Pas bien
    b) Assez bien

c) Plutôt bien
d) Très bien
e) Parfaitement

2. Connaissiez-vous ce tronçon avant la mise en place du seuil amont (vers 1992-1995) ?
   a) Oui
   b) Non

3. Connaissiez-vous ce tronçon avant la mise en place du seuil aval (vers 1979) ?
   a) Oui
   b) Non

4. A quelle fréquence passez-vous à côté (sur les abords du Lac des Gaves) de ce tronçon ?
   a) Plusieurs fois par semaine
   b) Une fois par semaine
   c) Une à trois fois par mois
   d) Quelques fois par an
   e) Une fois par an voire moins

5. Depuis combien de temps passez-vous à côté de ce tronçon ?
   a) Depuis moins d'un an
   b) Depuis 1 à moins de 5 ans
   c) Depuis 5 à moins de 10 ans
   d) Depuis 10 à 20 ans
   e) Depuis plus de 20 ans

6. Quand vous passez à côté de ce tronçon, que faites-vous ?
   a) Marche, ballade
   b) Jogging
   c) Vélo, cyclisme
   d) Promener le chien
   e) Pêche
   f) Observer la nature
   g) Apprécier le paysage
   h) Exploiter les parcelles riveraines

7. Comment décrirez-vous ce tronçon de rivière ?
   a) Très joli, agréable
   b) Ennuyeux
   c) Intéressant
   d) Diversifié
   e) Proche du naturel
   f) Sauvage
   g) En bon état
   h) En mauvais état

8. En quelques phrases, comment décrirez-vous le changement de ce tronçon au fil des années (pendant les extractions de sédiments ? Suite à la mise en place du seuil aval ? Suite à la mise en place du seuil amont ? Depuis l'arrêt des extractions et la mise en place du Lac ?) ?

9. Quelle est la différence selon vous entre cette section et une section de rivière restaurée ? (Répondez en quelques phrases)

10. Merci de répondre en pondérant considérant une échelle de 1 à 5. 1 signifie « s'applique parfaitement » et 5 signifie « ne s'applique pas du tout ». Si vous ne pouvez pas juger vous pouvez marquer 0 : « vous ne savez pas ».
    a) La rivière a plus d'îlots et de bancs sédimentaires
    b) Le paysage a embelli
    c) La surface en eau s'est élargie
    d) Il y a plus d'animaux
    e) Vous pouvez observer plus d'oiseaux
    f) Il y a plus de plantes et d'arbres
    g) La protection contre les inondations est bonne
    h) La vitesse d'écoulement a diminué (selon vos réponses spécifiez à quels endroits)
    i) Cette zone est devenue plus attractive et récréative
    j) Vous pouvez mieux profiter de la nature
    k) Les usages du cours d'eau se font avec facilité (préciser quels usages) …….

11. Selon vos observations, quels sont les aspects négatifs observés (répondez en quelques mots/phrases courtes)

12. Quels seraient selon vous les bienfaits de la restauration de ce tronçon ? Répondre à chacune de ces réponses par : oui, non, je ne sais pas
    a) Les personnes y passeront plus de temps :
    b) L'amélioration des conditions naturelles et des écosystèmes :
    c) Le tourisme :
    d) La protection contre les inondations :
    e) L'agriculture riveraine :
    f) Autres ? Lesquelles ?
    ……..

5. Continuité écologique et sédimentaire

1. A votre avis, faut –il supprimer le seuil amont (justifier pourquoi) ?
    a) Partiellement……
    ……
    b) Totalement……
    ……..
    c) Non……
    ……
2. A votre avis, faut–il supprimer le seuil aval (justifier pourquoi) ?
    a) Partiellement……
    ……
    b) Totalement……
    ……..
    c) Non……
    ……
3. Pensez-vous que la configuration actuelle du Lac des Gaves nuit à la continuité écologique ?
    a) Oui
    b) Non

6. Usages divers

Agriculture

1. L'approvisionnement en eau a-t-il évolué (justifiez comment en quelques mots) ?
    a) Oui……
    ……
    b) Non……
    ……
2. L'approvisionnement en eau est-il durable ?
    a) Oui
    b) Non
3. L'eau est-elle de bonne qualité ?
    a) Oui
    b) Non
4. L'activité agricole est-elle adaptée aux ressources en eau disponible ?
    a) Oui
    b) Non
5. L'activité activité agricole a-t-elle évolué en fonction des modifications effectuées au fil de ces dernières années sur le tronçon du Lac des Gaves (justifiez comment en quelques mots) ?
    a) Oui……
    ……
    b) Non……
    ……

Activités touristiques et loisirs sportifs

1. Quels sont les réels obstacles au développement d'activités touristiques sur le secteurs (répondre en quelques mots)

2. Quelles sont les difficultés rencontrées pour la pratique de sports d'eaux vives (répondre en quelques mots) ?

3. Comment peut-on développer la politique touristique ?
   a) Attractions, divertissements. Lesquels :
      ……
   b) Conditions d'accueil. Telles que :
      ……
   c) Autres :
      ……

Autres usages

1. Existe-t-il d'autres activités impactées par la configuration actuelle du tronçon du Lac des Gaves (précisez en quelques mots) ?
   a) Oui : ……
   b) Non

7. Actions

Dans cette section, nous souhaitons avoir une meilleure compréhension de vos perceptions et préférences concernant les solutions de restauration potentielles du tronçon du Lac des Gaves.

1. A quel point êtes-vous d'accord avec la déclaration suivante : « La condition globale du tronçon du Lac des Gaves s'est dégradée sur les 50 dernières années. »
   a. Tout à fait d'accord
   b. D'accord
   c. Pas d'accord
   d. Pas du tout d'accord
   e. Pas d'opinion

2. Pourquoi des travaux de restauration sont nécessaires ? (Répondre en quelques mots/phrases)

3. Nous sommes intéressés par votre opinion concernant les objectifs à atteindre pour la restauration du tronçon du Lac des Gaves.
Dans les cases ci-dessous, merci d'indiquer la lettre correspondant à l'objectif le plus important et le moins important selon vous.

Objectif le plus important = ---------- □ Pas d'opinion, ou pas sûr(e)
Objectif le moins important = ---------- □ Pas d'opinion, ou pas sûr(e)

A. Améliorer la qualité de la vie piscicole

B. Améliorer la qualité écologique de manière générale et préserver les milieux naturels

C. Maintenir des activités récréatives (sports d'eaux vives, espace de détente et balades)

D. Améliorer la sécurité des biens et personnes contre les inondations

E. Améliorer l'approvisionnement en eau

F. Autres objectifs non listés (merci de spécifier et de les intégrer dans votre classement)

…….

4. Plusieurs solutions de restauration existent et sont considérées par les gestionnaires des cours d'eau dans le cadre de ce projet de restauration. Toutefois, même si habituellement plusieurs actions de gestion sont combinées, il est possible de se focaliser sur un type plutôt qu'un autre. Si uniquement **une** action de restauration devait être considérée et mise en avant plus que d'autres, laquelle parmi celles citées ci-dessous considérez-vous être **la plus efficiente** et **la moins efficiente** dans sa capacité à atteindre les objectifs de restauration souhaités et l'amélioration de la condition du tronçon du Lac des Gaves ?
Dans les cases ci-dessous, merci d'indiquer la lettre correspondant à l'objectif le plus important et le moins important selon vous.

Objectif le plus important = ---------- □ Pas d'opinion, ou pas sûr(e)
Objectif le moins important = ---------- □ Pas d'opinion, ou pas sûr(e)

A. Arasement partiel du seuil aval

B. Arasement total du seuil aval

C. Arasement partiel du seuil amont

D. Arasement total du seuil amont

E. Arasement partiel des deux seuils

F. Arasement total des deux seuils

G. Arasement partiel des seuils et accompagnement de la trajectoire du cours d'eau (stabilisation des berges en aval par exemple)

H. Aucune action (laisser le lac se remplir jusqu'à sa reconnexion naturelle avec l'aval)

I. Autres propositions (merci de spécifier) ……

MERCI

D’avoir complété cette enquête !

Rendez-vous le 09/04/2019 pour le premier atelier participatif !

B.2 Liste exhaustive des variables

TABLE 4 – Liste exhaustive des variables et leurs états pour l'évaluation de la sécurité des biens et des personnes

Catégorie	Nom de la variable	Type	Description	États	Source des données
Décision	Décision de restauration	Nœud de décision	Mesures de restauration à implémenter sur le terrain	Suppression du seuil amont ; Suppression du seuil aval ; Suppression des deux seuils ; Abaissement du seuil amont ; Abaissement du seuil aval ; Abaissement des deux seuils ; Protections de berges ; Passe à poissons ; Passe à Canoé/Raft ; Réintroduction du saumon atlantique ; Aucune action	Propositions des parties prenantes
Coûts	Coûts de restauration (€)	Nœud d'utilité	Coûts des actions de restauration décrites ci-dessus	750 000; 750 000; 1 500 000; 350 000; 350 000; 700 000; 100 000; 500 000; 500 000; 20 000; 0	Consultation financière
Causes	Changement climatique	Nœud de nature	% augmentation ou de réduction des précipitations annuelles	Augmentation ; Augmentation modérée ; Aucun changement ; Diminution	Rapport du GIEC 2013
	Évolution de l'usage des sols	Nœud de nature	Augmentation des surfaces des différents usages de sols (directement en lien avec l'imperméabilité des sols et par conséquent avec le débit)	Aucune évolution ; Urbanisation ; Couvert forestier	CLC, 2010-2012
Physical	Précipitations (mm)	Nœud de nature	Quantité de précipitations annuelles (mm)	1280-1310; 1310-1562; 1562-1600	SPC
	Pente (m/m)	Nœud de nature	Issue d'une analyse de Modèle numérique de terrain (MNT)	0.001-0.004; 0.004-0.006; 0.006-0.008; 0.008-0.01	LiDAR, 2016 (PLVG)
	Débit liquide (m^3/s)	Nœud de nature	Périodes de retour caractéristiques (1 à 500 ans)	Q1 = 38; Q2 = 207; Q5 = 310; Q10 = 378; Q20 = 443; Q50 = 622; Q100 = 759; Q500 = 1111	SPC, PLVG
	Niveau d'eau (m)	Nœud de nature	Hauteur d'eau discrétisée en fonction des seuils de sécurité	0-2.1; 2.1-2.9; 2.9-5	SPC
	Largeur de la bande active (m)	Nœud de nature	Largeur du chenal considéré comme actif en termes de production sédimentaire	10-24; 24-57; 57-66; 68-80	Photographies aériennes (IGN)
	Transport de sédiments grossiers (charriage)	Nœud de nature	Charriage calculé sur la base des paramètres morphologiques récoltés : $q_b^* = \frac{q_b}{\rho_s\sqrt{g(s-1)D_{84}{}^3}} = \frac{14\tau^{*2.5}}{1+\left(\frac{\tau_{fm}^*}{\tau^*}\right)^4}$	Calcul pour chaque période de retour (Qs1, …, Qs2)	Formule de Recking, 2013
	Végétation riveraine (%)	Nœud de nature	Couvert végétal sur chaque berge du tronçon	0-50; 50-100; 100-170	Photographies aériennes (IGN, PLVG)
	Contraintes latérales	Nœud de nature	Infrastructures prévenant l'érosion des berges (digues, enrochements, etc.)	Une berge ; Deux berges ; Aucune berge	Photographies aériennes (IGN, PLVG) + investigations de terrain
	Stabilité des berges	Nœud de nature	Sensibilité des berges à l'érosion	Modérément érodable ; Fortement érodable ; Non érodable	Élicitation d'expert
	Étendue de l'érosion	Nœud de nature	Degré de propagation de l'érosion en fonction des modifications des dimensions du cours d'eau	Faible ; Moyenne ; Forte	Éliciation d'expert

TABLE 5 – Suite - Liste exhaustive des variables et leurs états pour l'évaluation de la sécurité des biens et des personnes

Catégorie	Nom de la variable	Type	Description	États	Source des données
Effets	Volume solide entrant (m^3)	Nœud de nature	Volume de sédiments entrant dans le système étudié	Calcul pour chaque période de retour (V1,…, V500)	Estimations du charriage + observations de terrain
	Volume sortant (m^3)	Nœud de nature	Volume de sédiments sortant du système étudié	Calcul pour chaque période de retour (V1,…, V500)	Estimations du charriage + observations de terrain
	Bilan sédimentaire	Nœud de nature	$Bilan\ sédimentaire = Vout - Vin$	Si $Bilan\ sédimentaire < 0$: perte et érosion potentielle ; Si $Bilan\ sédimentaire = 0$: Système à l'équilibre ; Si $Bilan\ sédimentaire > 0$: Accumulation et potentielle aggradation.	Estimations de volumes précédentes
	Avulsion	Nœud de nature	Si le cours d'eau quitte son lit traditionnel et crée un nouveau chenal lors d'un événement de crue. Ce phénomène peut causer des dégâts importants comme la destruction de routes et habitations	Oui ; Non	Estimation de probabilités en fonction de l'intensité de l'événement de crue
	Inondations	Nœud de nature	Cette variable décrit l'amplitude des inondations	Pas d'inondation, Mineure, Modérée, Majeure	En fonction de la période de retour des débits observés
	Aggradation	Nœud de nature	Accumulation de sédiments dans le lit. Ceci peut augmenter les risques d'avulsion et d'inondations	Pas d'aggradation ; Faible ; Moyenne ; Forte	Information tirée du bilan sédimentaire
	Incision	Nœud de nature	Déficit sédimentaire conduisant à l'incision du lit qui a besoin de dissiper son énergie à travers le transport de ses propres matériaux sans apports provenant d'autres sources	Pas d'incision ; Faible ; Moyen ; Forte	Information tirée du bilan sédimentaire
	Affouillement d'infrastructures	Nœud de nature	En fonction du phénomène observé (aggradation, incision)	Faible ; Moyen ; Elevé	En fonction du degré d'incision
	Protection de la route départementale (rive droite)	Nœud de nature	Si la route départementale est protégée contre les phénomènes d'érosion et d'affouillement	Poor; Good	En fonction du degré d'affouillement
	Déconnexion de la prise d'eau de la pisciculture	Nœud de nature	Le propriétaire de la pisciculture a expliqué que sa prise d'eau est calée sir le niveau du seuil aval. Ceci signifie que si le seuil est abaissé, l'incision provoquée par cette peut déconnecter la prise qui se retrouvera hors d'eau	Oui ; Non	En fonction du degré d'incision
	Libération de substances toxiques	Nœud de nature	Déchets enterrés (avec des substances toxiques) disponibles à certains endroits sur les berges du linéaire du tronçon. Une érosion potentielle ou une incision peut les libérer et provoquer la pollution de l'eau	Oui ; Non	En fonction de l'étendue de l'érosion et du degré d'incision
	Libération de déchets	Nœud de nature	Identique au précédent	Oui ; Non	Identique au précédent
	Érosion de terres agricoles	Nœud de nature	Des agriculteurs faisant partie des parties prenantes, ont constaté une perte importante de la surface de leurs terres après la crue de 2013	Oui ; Non	En fonction de l'étendue de l'érosion
	Sécurité des biens et personnes	Nœud de nature	En fonction de toutes les variables précédemment présentées	Très mauvaise ; Mauvaise ; Moyenne ; Bonne ; Très bonne	-

Bibliographie

Aberle, J. and Smart, G. M. (2003). The influence of roughness structure on flow resistance on steep slopes. *Journal of Hydraulic Research*, 41(3) :259–269. (Cité à la page 204.)

Adam, P., Debiais, N., and Malavoi, J.-R. (2007). Manuel de restauration hydromorphologie des cours d'eau. Technical report, Agence de l'eau Seine Normandie. (Cité aux pages 58 et 108.)

Aguirre, D., Bui, M., Giehl, S., Reisenbüchler, M., and Rutschmann, P. (2020). Development of a hydromorphodynamic model for sediment management in the rosenheim reservoir. (Cité à la page 234.)

Ambroise, B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles*. HGA, 206p. (Cité à la page 36.)

Amoros, C. and Petts, G. (1993). *Hydrosystèmes fluviaux*. Ecologie Masson. (Cité aux pages 1, 15, 21, 22, 27, 32, 33, 34, 47 et 262.)

Antoine, J.-M. (2009). L'histoire du climat par ses extrêmes. Sources géohistoriques et inondations dans les Pyrénées depuis le Petit Age Glaciaire. *Archéologie du Midi Médiéval*, 27 :pp. 143–155. (Cité aux pages 5, 49, 96, 156 et 157.)

Antoine, J.-M. (2011). Vulnérabilité et adaptation des sociétés montagnardes à la torrentialité au cours du Petit Age Glaciaire dans les Pyrénées. *Sud-Ouest Européen*, pages pp. 53–66. (Cité aux pages 44, 96, 129 et 156.)

Antunes, P., Santos, R., and Videira, N. (2006). Participatory decision making for sustainable development-the use of mediated modelling techniques. *Land Use Policy*, 23(1) :44 – 52. Resolving Environmental Conflicts :Combining Participation and Muli-Criteria Analysis. (Cité aux pages 269 et 273.)

Arnaud, F. (2012). *Approches géomorphologiques historique et expérimentale pour la restauration de la dynamique sédimentaire d'un tronçonfluvial aménagé : le cas du Vieux Rhin entre Kembs et Breisach (France, Allemagne)*. PhD thesis, Université Lumière Lyon 2. (Cité aux pages 1, 2, 15, 24, 25, 27, 39, 41, 44, 45, 47, 48, 51, 54, 55, 58, 64, 65, 66 et 84.)

Arnaud, F., Piégay, H., Béal, D., Collery, P., Vaudor, L., and Rollet, A.-J. (2017). Monitoring gravel augmentation in a large regulated river and implications for process-based restoration. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(13) :2147–2166. (Cité à la page 60.)

Arnaud, F., Piégay, H., Schmitt, L., Rollet, A., Ferrier, V., and Béal, D. (2015). Historical geomorphic analysis (1932-2011) of a by-passed river reach in process-based restoration perspectives : The old rhine donwtream of the kembs diversion dam (france, germany). *Geomorphology*. (Cité aux pages 60, 108 et 114.)

Arnaud, F., Piégay, H., Schmitt, L., Rollet, A.-J., and Beal, D. (2014). Using historical and experimental geomorphology for restoring rivers : the case of the old rhine downstream of the kembs dam (france, germany). *La Houille Blanche, n° 4, p. 5-13*. (Cité aux pages 66 et 108.)

Arnaud-Fassetta, G., Astrade, L., Bardou, E., Corbonnois, J., Delahaye, D., Fort, M., Gautier, E., Jacob, N., Peiry, J.-L., Piégay, H., and Penven, M.-J. (2009). Fluvial geomorphology and flood-risk management. *Géomorphologie : relief, processus, environnement, vol. 15 - n° 2*. (Cité aux pages 22, 30, 34, 38, 54, 57, 59 et 64.)

Ashida, K., Takahashi, T., and Sawada, T. (1976). Sediment yield and transport on a mountainous small watershed. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 26. Part 3. No. 240 :119 :125 :125. Kyoto, Japan*. (Cité à la page 109.)

Auvergne, A. R. R. A. (2017). Travaux de restauration du lit du drac - retour d'expérience trois ans après travaux. Technical report, Association Rivière Rhône Alpes Auvergne. (Cité à la page 60.)

Badoux, A., Andres, N., and Turowski, J. M. (2014). Damage costs due to bedload transport processes in switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(2) :279–294. (Cité aux pages 37 et 108.)

Bagnold, R. A. (1977). Bed load transport by natural rivers. 13 :303–312. (Cité à la page 200.)

Barry, J. J., Buffington, J. M., and King, J. G. (2004). A general power equation for predicting bed load transport rates in gravel bed rivers. 40. (Cité à la page 200.)

Bartoli, M. and Tierle, G. (1998). Dynamiques et usages des espaces forestiers montagnards : l'exemple des pyrénées françaises. *Revue forestière française 50, 37-45*. (Cité à la page 50.)

Basco-Carrera, L., Warren, A., van Beek, E., Jonoski, A., and Giardino, A. (2017). Collaborative modelling or participatory modelling ? A framework for water resources management. *Environmental Modelling & Software*, 91 :95 – 110. (Cité à la page 264.)

Bathurst, J. C., Moretti, G., El-Hames, A., Beguería, S., and García-Ruiz, J. M. (2007). Modelling the impact of forest loss on shallow landslide sediment yield, ijuez river catchment, spanish pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(1) :569–583. (Cité aux pages 200 et 215.)

Bazin, P. and Barnaud, G. (2002). Du suivi à l'évaluation : à la recherche d'indicateurs opérationnels en écologie de la restauration. *Rev. Écol. (Terre Vie), supplément 9*. (Cité à la page 56.)

Bedford, B. L. (1999). Cumulative effects on wetland landscapes : Links to wetland restoration in the united states and southern canada. *Wetlands*, 19 :775–788. (Cité à la page 56.)

Belletti, B., Rinaldi, M., Buijse, A. D., Gurnell, A. M., and Mosselman, E. (2015). A review of assessment methods for river hydromorphology. *Environmental Earth Sciences*, 73(5) :2079–2100. (Cité aux pages 51 et 55.)

Bernhardt, E. S., Palmer, M. A., Allan, J. D., Alexander, G., Barnas, K., Brooks, S., Carr, J., Clayton, S., Dahm, C., Follstad-Shah, J., Galat, D., Gloss, S., Goodwin, P., Hart, D., Hassett, B., Jenkinson, R., Katz, S., Kondolf, G. M., Lake, P. S., Lave, R., Meyer, J. L., O'Donnell, T. K., Pagano, L., Powell, B., and Sudduth, E. (2005). Synthesizing u.s. river restoration efforts. *Science*, 308(5722) :636–637. (Cité aux pages 16, 56 et 69.)

Bernhardt, E. S. and Palmer, R, M. A. (2007). Restoring streams in an urbanizing world. *Freshwater Biology*, 52(4) :738–751. (Cité à la page 69.)

Bertalanffy, L. V. (1932). Theoretische biologie, band i : Allgemeine theorie, physikochemie, aufbau und entwicklung des organismus. *Berlin : GebrÃ¼der Borntraeger.* (Cité à la page 20.)

Bertalanffy, L. V. (1951). General system theory ; a new approach to unity of science. 1. problems of general system theory. *Human biology*, 23 4 :302–12. (Cité à la page 20.)

Berthet, J. (2016). *Geomorphic evolution of proglacial stream systems of Chamonix- Mont Blanc Valley, sediment connectivity approach from the end of the Little Ice Age to the current glacier retreat*. Theses, Université Grenoble Alpes. (Cité à la page 101.)

Besson, L. (1996). *Les risques naturels en montagne. Traitement - Prévention - Surveillance*. Grenoble : Artès-Publialp. (Cité aux pages 1, 30 et 39.)

Beven, K. and Binley, A. (1992). The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3) :279–298. (Cité aux pages 176 et 177.)

Beven, K. J. and Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 24 :43–69. (Cité aux pages 168 et 188.)

Blanpied, J. (2019). *La torrentialité dans les Pyrénées centrales : évolution depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, spécificités et dynamiques géomorphologiques actuelles*. PhD thesis, Université de Toulouse - Jean Jaurès. (Cité aux pages 1, 2, 5, 30, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 49, 50, 51, 52, 73, 74, 76, 77, 80, 82, 93, 100, 101, 117, 133, 156, 157, 158, 159 et 161.)

Blanpied, J., Carozza, J.-M., and Antoine, J.-M. (2018). La connectivité sédimentaire dans la haute chaîne pyrénéenne par l'analyse de la crue de juin 2013 : le rôle des formations superficielles. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 24(4) :389–402. (Cité aux pages 129 et 159.)

Boithias, L., Sauvage, S., Lenica, A., Roux, H., Abbaspour, K. C., Larnier, K., Dartus, D., and SÃ¡nchez-PÃ©rez, J. M. (2017). Simulating flash floods at hourly time-step using the swat model. *Water*, 9(12) :929. (Cité à la page 287.)

Bollschweiler, M. (2007). *Spatial and temporal occurence of past debris flows in the Valais Alps - results from tree-ring analysis*. PhD thesis, University of Fribourg, Switzerland. (Cité à la page 101.)

Bond, A., Morrison-Saunders, A., Gunn, J. A., Pope, J., and Retief, F. (2015). Managing uncertainty, ambiguity and ignorance in impact assessment by embedding evolutionary resilience, participatory modelling and adaptive management. *Journal of Environmental Management*, 151 :97 – 104. (Cité à la page 265.)

Boon, E. and Raven, P. (2012). *River Conservation and Management*. (Cité aux pages 1 et 54.)

Borland, W. (1960). Stream channel stability. Technical report, United States Bureau of Reclamation, Denver. (Cité aux pages 1 et 29.)

Borselli, L., Cassi, P., and Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape : A gis and field numerical assessment. *CATENA*, 75(3) :268 – 277. (Cité aux pages 4 et 119.)

Brardinoni, F. and Hassan, M. A. (2006). Glacial erosion, evolution of river long profiles, and the organization of process domains in mountain drainage basins of coastal british columbia. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 111(F1). (Cité à la page 49.)

Bravard, J. and Petts, G. (1993). Interférences avec les interventions humaines. in : Amorosos c. and g.e. petts. *Hydrosystèmes fluviaux, Paris, Masson coll. Ecologie, 24 : 233-253*. (Cité à la page 47.)

Bravard, J.-P. (1988). *Les confluences rhodaniennes. De la dynamique holocène aux changements contemporains (The rhodanien confluences, from holocenic to recent times)*. Association de Géographes Français. (Cité aux pages 22, 49 et 50.)

Bravard, J.-P., Kondolf, G. M., and Piégay, H. (1999). Environmental and societal effects of channel incision and remedial strategies. *In : Darby, S.E., Simon, A. (Eds.), Incised River Channel : Processes, Forms, Engineering and Management.Wiley, Chichester, pp. 303-341*. (Cité aux pages 44, 45, 46, 47 et 55.)

Bravard, J.-P. and Peiry, J.-L. (1993). La disparition du tressage alluvial dans les alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (XIXe-XXe siècle). *Zeischirft fur geomorphologie, suppl. 88, p. 67-79*. (Cité aux pages 24, 40, 41, 42, 44, 49, 52, 67 et 156.)

Brierley, G., Fryirs, K., Boulton, A., and Cullum, C. (2008). *Working with change : the importance of evolutionary perspectives in framing the trajectory of river adjustment*, pages 65–84. Island Press. (Cité aux pages 34, 64, 69 et 108.)

Brookes, A. (1988). *Channelized rivers : perspectives for environmental management*. Wiley, Chichester No. of pages : 326. (Cité aux pages 40 et 58.)

Brookes, A. and Shields, F. (1996). *River Channel Restoration : Guiding Principles for Sustainable Projects*. John Wiley and Sons : Chichester, UK, 433 pp. (Cité aux pages 54 et 58.)

Brousse, G., Arnaud-Fassetta, G., and Cordier, S. (2011). Evolution hydrogéomorphologique de la bande active de l'Ubaye (Alpes françaises du Sud) de 1956 à 2004 : contribution à la gestion des crues. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, (3) :307–318. (Cité aux pages 49 et 50.)

Brunsden, D. and Thornes, J. B. (1979). Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4(4) :463–484. (Cité aux pages 34 et 50.)

Bunte, K. and Abt, S. R. (2001). Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics and streambed monitoring. Technical report, United States Department of Agriculture. (Cité à la page 125.)

Bunte, K. and Abt, S. R. (2005). Effect of sampling time on measured gravel bed load transport rates in a coarse-bedded stream. *Water Resources Research*, 41(11). (Cité aux pages 226 et 228.)

Cain, J. (2001). *Planning Improvements in Natural Resources Management Guidelines for Using Bayesian Networks to Support the Planning and Management of Development Programmes in the Water Sector and Beyond*. Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, UK. (Cité aux pages 265 et 282.)

Carladous, S., Piton, G., Recking, A., Liébault, F., Richard, D., Tacnet, J. M., Kuss, D., Philippe, F., Quefféléan, Y., and Marco, O. (2016). Towards a better understanding of the today french torrents management policy through a historical perspective. *E3S Web Conf.*, 7 :12011. (Cité à la page 49.)

Carr, G. (2015). Stakeholder and public participation in river basin management-an introduction. *WIREs Water*, 2(4) :393–405. (Cité à la page 264.)

Cassan, L., Roux, H., and Garambois, P.-A. (2017). A semi-analytical model for the hydraulic resistance due to macro-roughnesses of varying shapes and densities. *Water*. (Cité à la page 204.)

Catalon, E. (2015). *Vers une recomposition des rapports entre sociétés et rivières : l'hydromorphologie des cours d'eau. Processus, représentations et enjeux de gestion environnementale sur la Dordogne moyenne*. PhD thesis, Université Paris Ouest Nanterre la Défense. (Cité aux pages 15, 54, 55, 56, 57 et 66.)

Cavalli, M., Dalla Fontana, G., and Marchi, L. (2016). Multi-temporal analysis of sediment source areas and sediment connectivity in the rio cordon catchment (dolomites). *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 39 :27–30. (Cité à la page 159.)

Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., and Marchi, L. (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small alpine catchments. *Geomorphology*, 188 :31–41. Sediment sources, source-to-sink fluxes and sedimentary budgets. (Cité aux pages 4, 49, 117, 118, 119, 120 et 159.)

Chan, T., Ross, H., Hoverman, S., and Powell, B. (2010). Participatory development of a bayesian network model for catchment-based water resource management. *Water Resources Research*, 46(7). (Cité à la page 266.)

Chapuis, M. (2012). *Mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans les systèmes fortement anthropisés : éléments pous la gestion de la basse vallée de la Durance*. PhD thesis, Université Aix Marseille. (Cité aux pages 125 et 201.)

Chorley, R. J. and Kennedy, B. A. (1971). *Physical Geography : A systems approach*. (Cité aux pages 20 et 34.)

Chow, V. T. (1959). *Open-channel Hydraulics*. (Cité à la page 171.)

Church, M. (2017). *Geomorphic Thresholds*, pages 1–9. American Cancer Society. (Cité à la page 24.)

Church, M. and Ryder, J. M. (1989). Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan-a discussion. *Sedimentary Geology*, 65(1) :195–196. (Cité aux pages 49 et 75.)

Church, M. and Zimmermann, A. (2007). Form and stability of step-pool channels : Research progress. *Water Resources Research*, 43 :W03415. (Cité aux pages 63, 64 et 109.)

Ciarapica, L. and Todini, E. (2002). Topkapi : a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrological Processes*, 16(2) :207–229. (Cité à la page 169.)

Collins, K., Blackmore, C., Morris, D., and Watson, D. (2007). A systemic approach to managing multiple perspectives and stakeholding in water catchments : some findings from three uk case studies. *Environmental Science & Policy*, 10(6) :564 – 574. Social Learning : an alternative policy instrument for managing in the context of Europe's water. (Cité à la page 67.)

Cossart, E. (2016). L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question : les apports d'une analyse réseau. *Cybergeo : Revue européenne de géographie / European journal of geography*. (Cité aux pages 34 et 49.)

Cossart, E., Viel, V., Lissak, C., Reulier, R., Fressard, M., and Delahaye, D. (2018). How might sediment connectivity change in space and time ? *Land Degradation & Development*, 29(8) :2595–2613. (Cité aux pages 34 et 36.)

Cossart, E. E. (2014). *Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ?* Habilitation à diriger des recherches, Université Blaise Pascal - Clermont 2. (Cité à la page 76.)

Crema, S. and Cavalli, M. (2018). Sedinconnect : a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. *Computers & Geosciences*, 111 :39 – 45. (Cité aux pages 119 et 159.)

Crevier, L. P. and Parrott, L. (2019). Synergy between adaptive management and participatory modelling : The two processes as interconnected spirals. *Ecological Informatics*, 53 :100982. (Cité à la page 263.)

Curran, J. C. (2007). Step-pool formation models and associated step spacing. *Earth surface processes and landforms*. (Cité à la page 63.)

Daly, E. R., Miller, R. B., and Fox, G. A. (2015). Modeling streambank erosion and failure along protected and unprotected composite streambanks. *Advances in Water Resources*, 81 :114 – 127. Fluvial Eco-Hydraulics And Morphodynamics. (Cité à la page 52.)

De Linares, M. (2007). *Two-dimensional numerical modelling of bed load transport and fluvial morphology. Validation on two sites on the Loire river and on the Arc river.* Theses, Université Joseph-Fourier - Grenoble I. (Cité aux pages 201, 234, 240, 246 et 249.)

de Saint-Venant, M. (1871). *Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et Ã l'introduction des marées dan leur lit*. Paris. Frei. (Cité à la page 231.)

Delmas, M. (2009). *Timing and geomorphological impact of Quaternary glaciations in the Eastern Pyrenees*. Theses, Université Panthéon-Sorbonne - Paris I. (Cité à la page 49.)

Doyle, M. W., Stanley, E. H., Orr, C. H., Selle, A. R., Sethi, S. A., and Harbor, J. M. (2005). Stream ecosystem response to small dam removal : Lessons from the heartland. *Geomorphology*, 71(1) :227 – 244. Dams in Geomorphology. (Cité à la page 64.)

DuBoys (1879). *Le Rhône et les rivières à lit affouillable*, volume 18(5). Annales des Ponts et ChaussÃ©es. (Cité à la page 200.)

Dufour, S. and Piégay, H. (2009). From the myth of a lost paradise to targeted river restoration : forget natural references and focus on human benefits. *River Research and Applications*, 25(5) :568–581. (Cité aux pages 1, 2, 25, 51, 54, 55, 56, 58, 66, 69 et 124.)

Einstein, H. A. (1950). *The bed-load function for sediment transportation in open channel flows*. Number 1026. US Government Printing Office. (Cité aux pages 200 et 214.)

Exner, F. M. (1920). *Zur Physik der Dünen*. [S.l.]. (Cité à la page 231.)

Ferguson, R. (2007). Flow resistance equations for gravel- and boulder-bed streams. *Water Resources Research*, 43(5). (Cité aux pages 204, 253 et 256.)

Feuillet, T. (2010). *Periglacial landforms in the central French Pyrenees : spatial/chronological analyses and promotion*. Theses, Université de Nantes. (Cité à la page 76.)

Freer, J., Beven, K., and Ambroise, B. (1996). Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : An application of the glue approach. *Water Resources Research*, 32(7) :2161–2173. (Cité aux pages 177 et 178.)

Fryirs, K. (2013). (dis)connectivity in catchment sediment cascades : a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1) :30–46. (Cité aux pages 50 et 51.)

Fryirs, K. and Brierley, G. J. (2001). Variability in sediment delivery and storage along river courses in bega catchment, nsw, australia : implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology*, 38(3) :237 – 265. (Cité aux pages 34 et 49.)

Fryirs, K. A. and Brierley, G. J. (2013). *Geomorphic Analysis of River Systems : An Approach to Reading the Landscape*. Chichester, John Wiley & Sons, Ltd, 345p. (Cité à la page 36.)

Fryirs, K. A., Brierley, G. J., Preston, N. J., and Kasai, M. (2007). Buffers, barriers and blankets : The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *CATENA*, 70(1) :49 – 67. (Cité aux pages 36 et 55.)

Garambois, P., Roux, H., Larnier, K., Labat, D., and Dartus, D. (2015a). Characterization of catchment behaviour and rainfall selection for flash flood hydrological model calibration : catchments of the eastern pyrenees. *Hydrological Sciences Journal*, 60(3) :424–447. (Cité aux pages 171, 176, 177, 179, 180, 184, 186, 196 et 198.)

Garambois, P., Roux, H., Larnier, K., Labat, D., and Dartus, D. (2015b). Parameter regionalization for a process-oriented distributed model dedicated to flash floods. *Journal of Hydrology*, 525 :383 – 399. (Cité aux pages 175 et 182.)

Garambois, P.-A. (2012). *Étude régionale des crues éclair de l'arc méditerranéen français. Élaboration de méthodologies de transfert à des bassins versants non jaugés*. PhD thesis, Université de Toulouse - Institut National Polytechnique de Toulouse (INP). Thèse de doctorat dirigée par Dartus, Denis et Roux, Hélène Hydrologie, hydrochimie, sols, environnement Toulouse, INPT 2012. (Cité aux pages 167, 171, 176, 177, 178, 186, 188, 191 et 198.)

García-Ruíz, J., White, S., Lasanta, T., Marti, C., Gonzalez, C., Errea, M., and Valero, B. (1997). Assessing the effects of land-use changes on sediment yield and channel dynamics in the central spanish pyrenees. In *Human Impact on Erosion and Sedimentation 245, 151-158*. (Cité à la page 52.)

García-Ruiz, J. M. and Lana-Renault, N. (2011). Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in europe, with special reference to the mediterranean region - a review. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 140(3) :317 – 338. (Cité à la page 51.)

Gell-Mann, M. (1995). What is complexity ? remarks on simplicity and complexity by the nobel prize-winning author of the quark and the jaguar. *Complexity*, 1(1) :16–19. (Cité à la page 20.)

Géodiag (2014). Étude portant sur une analyse post-crue des cours d'eau de la Garonne amont, de la Pique, des Nestes et de l'amont du Gave de Pau (31, 64, 65). Technical report, Agence de l'Eau Adour-Garonne. (Cité aux pages 3, 94, 95 et 111.)

Giannoni, F., Roth, G., and Rudari, R. (2000). A semi-distributed rainfall-runoff model based on a geomorphologic approach. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(7) :665 – 671. (Cité à la page 169.)

Glendining, N. S. and Pollino, C. A. (2012). Development of bayesian network decision support tools to support river rehabilitation works in the lower snowy river. *Human and Ecological Risk Assessment : An International Journal*, 18(1) :92–114. (Cité à la page 266.)

Goldenfeld, N. and Kadanoff, L. P. (1999). Simple lessons from complexity. *Science*, 284(5411) :87–89. (Cité à la page 20.)

Gomez, B. and Church, M. (1989). An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. 25 :1161–1186. (Cité à la page 200.)

Gourley, J. J. and Vieux, B. E. (2006). A method for identifying sources of model uncertainty in rainfall-runoff simulations. *Journal of Hydrology*, 327(1-2) :68–80. (Cité à la page 168.)

Graf, J. (2019). Bringing concepts together : interdisciplinary, transdisciplinarity and ssh integration. *fteval Journal for Research and Technology Policy Evaluation*, 48 :33–36. (Cité à la page 263.)

Grant, G. E., Swanson, F. J., and Wolman, M. G. (1990). Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, western cascades, oregon. *GSA Bulletin*, 102(3) :340–352. (Cité à la page 109.)

Gregory, K. (2006). The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79(3) :172 – 191. 37th Binghamton Geomorphology Symposium. (Cité aux pages 39, 40, 51, 57, 67 et 262.)

Grospretre, L. (2011). *Etude et gestion des impacts hydrogéomorphologiques de la périurbanisation. L'exemple du bassin de l'Yzeron dans l'Ouest Lyonnais*. PhD thesis, Université Lumière Lyon 2. (Cité aux pages 28, 40, 41 et 42.)

Guiresse, A. M., Cambou, E., Bellier, C. C., Denjean, A., Falba, P., Guigues, E., Mouclier, M., Muller, N., Nesling, E., Party, J.-P., Rigou, L., Schneider, A., Toiser, A., Vauthier, Q., Yken, E., and Revel, J.-C. (2014). Les pédo-paysages des plaines centrales de midi-pyrénées. *Étude et gestion des sols*, 21 :77–84. Thanks to Association Française pour l'Étude du Sol editor. The definitive version is available at http ://www.afes.fr/egs.php. (Cité aux pages 5, 171 et 172.)

Habersack, H., Hauer, C., Liedermann, M. G., and Tritthart, M. (2008). Modelling and monitoring aid management of the austrian danube. *Water 21*. (Cité aux pages 55, 56, 58 et 60.)

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Seguí, P., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6). (Cité aux pages 170 et 182.)

Halbe, J., Pahl-Wostl, C., and Adamowski, J. (2018). A methodological framework to support the initiation, design and institutionalization of participatory modeling processes in water resources management. *Journal of Hydrology*, 556 :701 – 716. (Cité à la page 264.)

Harbor, J. M. (1995). Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion. *Geomorphology*, 14(2) :99 – 107. Glacial Geomorphology : Process and Form Development. (Cité à la page 49.)

Harvey, A. (1997). Coupling between hillslope gully systems and stream channels in the howgill fells, northwest england : temporal implications/le couplage des systèmes de ravins et des lits fluviaux dans les howgill fells, nord-ouest de l'angleterre : signification temporelle. *Geomorphologie : Relief, Processus, Environnement 1, 3-20*. (Cité à la page 34.)

Harvey, A. M. (2002). Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology*, 44(3) :175–201. (Cité aux pages 34 et 38.)

Harvey, A. M. (2012). The coupling status of alluvial fans and debris cones : a review and synthesis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(1) :64–76. (Cité à la page 35.)

Heckmann, T., Cavalli, M., Cerdan, O., Foerster, S., Javaux, M., Lode, E., Smetanovà, A., Vericat, D., and Brardinoni, F. (2018). Indices of sediment connectivity : opportunities, challenges and limitations. *Earth-Science Reviews*, 187 :77 – 108. (Cité à la page 37.)

Heldt, S., Budryte, P., Ingensiep, H. W., Teichgräber, B., Schneider, U., and Denecke, M. (2016). Social pitfalls for river restoration : How public participation uncovers problems with public acceptance. *Environmental Earth Sciences*, 75 :1–16. (Cité à la page 264.)

Hemmerling, S. A., Barra, M., Bienn, H. C., Baustian, M. M., Jung, H., Meselhe, E., Wand, Y., and White, E. (2019). Elevating local knowledge through participatory modeling : active community engagement in restoration planning in coastal louisiana. *Journal of Geographical Systems*. doi :10.1007/s10109-019-00313-2. (Cité aux pages 69 et 264.)

Hemming, V., Burgman, M. A., Hanea, A. M., McBride, M. F., and Wintle, B. C. (2018). A practical guide to structured expert elicitation using the idea protocol. *Methods in Ecology and Evolution*, 9(1) :169–180. (Cité à la page 268.)

Hervouet, J.-M. (2003). *Hydrodynamique des écoulements à surface libre : modélisation numérique avec la méthode des éléments finis*. Paris : Presses de l'école nationale des ponts et chaussées. (Cité à la page 231.)

Hey, R. D. (1979). Flow resistance in gravel-bed rivers. *Journal of the Hydraulics Division Vol. 105, Issue 4, Pg. 365-379*. (Cité à la page 204.)

Hinderer, M. (2001). Late quaternary denudation of the alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, 14(4) :231 – 263. (Cité à la page 49.)

Hooke, J. (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems : a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56(1) :79 – 94. (Cité aux pages 34 et 35.)

Hornberger, G. and Spear, R. (1981). An approach to the preliminary analysis of environmental systems. *J. Environ. Manage. ; (United States)*, 12 :1. (Cité aux pages 5, 176, 177 et 178.)

Hubert, P. (2000). The segmentation procedure as a tool for discrete modeling of hydrometeorological regimes. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14 :297–304. (Cité à la page 116.)

Hydretudes and DynamiqueHydro (2006). Etude complémentaire concernant la dynamique fluviale des gaves de pau et de cauterets. Technical report, Syndicat Mixte du Haut-Lavedan. (Cité aux pages 6 et 211.)

IDEALP (2014). Etude d'hydraulique torrentielle et morphodynamique du Bastan. Technical report, IDEALP. (Cité aux pages 93, 111 et 224.)

Jähnig, S. C., Lorenz, A. W., Hering, D., Antons, C., Sundermann, A., Jedicke, E., and Haase, P. (2011). River restoration success : a question of perception. *Ecological applications : a publication of the Ecological Society of America*, 21 6 :2007–15. (Cité aux pages 54, 55 et 267.)

Johnston, P. R. and Pilgrim, D. H. (1976). Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, 12(3) :477–486. (Cité à la page 176.)

Jordan, R., Gray, S., Zellner, M., Glynn, P. D., Voinov, A., Hedelin, B., Sterling, E. J., Leong, K., Olabisi, L. S., Hubacek, K., Bommel, P., BenDor, T. K., Jetter, A. J., Laursen, B., Singer, A., Giabbanelli, P. J., Kolagani, N., Carrera, L. B., Jenni, K., Prell, C., and Group, N. S.-E. S. C. P. M. P. W. (2018). Twelve questions for the participatory modeling community. *Earth's Future*, 6(8) :1046–1057. (Cité à la page 264.)

Jourdain, C. (2017). *Action des crues sur la dynamique sédimentaire et végétale dans un lit de rivière à galets : L'Isère en Combe de Savoie*. PhD thesis, Université de Grenoble Alpes. (Cité aux pages 1, 26, 27, 50, 53, 114 et 125.)

Jungwirth, M. (2008). The "integrated river engineering project for the danube east of vienna" and its effects on the ecology of the river floodplain system. In *Biodiversity of surface waters, floodplain and groundwater*. (Cité aux pages 60 et 66.)

Kang, J. and Yeo, H. (2015). Survey and analysis of the sediment transport for river restoration : The case of the magyeong river. *Open Journal of Civil Engineering*. (Cité à la page 108.)

Kessler, A. C., Gupta, S. C., and Brown, M. K. (2013). Assessment of river bank erosion in southern minnesota rivers post european settlement. *Geomorphology*, 201 :312 – 322. (Cité à la page 52.)

Keulegan, G. H. (1938). *Laws of turbulent flow in open channels*, volume 21. National Bureau of Standards US. (Cité à la page 204.)

Knighton, D. (1984). *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold, London, 2018 p. (Cité aux pages 1, 25, 51 et 57.)

Koch, F. and Flokstra, C. (1981). Bed level computations for curved alluvial channels. (Cité à la page 233.)

Kondolf, G. M. (1997). Profile : Hungry water : Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management*, 21(4) :533–551. (Cité aux pages 22, 41, 45 et 47.)

Kondolf, G. M., Anderson, S., Lave, R., Pagano, L., Merenlender, A., and Bernhardt, E. S. (2007). Two decades of river restoration in california : What can we learn ? *Restoration Ecology*, 15(3) :516–523. (Cité aux pages 55, 58, 60, 62, 64 et 66.)

Koulinski, V. (1993). *Etude de la dynamique d'un lit torrentiel par confrontation d'essais sur modèle réduit et observations de terrain*. PhD thesis, CEMAGREF. (Cité à la page 37.)

Koulinski, V. (2012). Etude du transport solide et plan de gestion et de hiérarchisation des actions sur le bassin versant de l'eyrieux. Technical report, S.A.R.L E.T.R.M Agence de l'eau, Rhône Méditerranée & Corse Syndicat Mixte Eyrieux Clair Région Rhône Alpes Le conseil général d'Ardèche. (Cité à la page 111.)

Koulinski, V. (2014). Etude hydraulique du ruisseau de l'yse sur son cône de déjection. Technical report, ETRM. (Cité à la page 111.)

Lacan, P. (2008). *Plio-Quaternary tectonic activity in theWestern Pyrenees (France)*. Theses, Université de Pau et des pays de l'Adour. (Cité aux pages 2 et 74.)

Lane, E. W. (1955). The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers 81, 1-17*, 1956(20) :23–26. (Cité aux pages 1, 26, 28, 29, 39, 46, 51, 108 et 209.)

Langhans, S. D. and Lienert, J. (2016). Four common simplifications of multi-criteria decision analysis do not hold for river rehabilitation. *PLOS ONE*, 11(3) :1–27. (Cité à la page 265.)

Laronne, J. B. and Carson, M. A. (1976). Interrelationships between bed morphology and bed-material transport for a small, gravel-bed channel. *Sedimentology*. (Cité à la page 125.)

Lawrence, D. S. L. (1997). Macroscale surface roughness and frictional resistance in overland flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(4) :365–382. (Cité à la page 204.)

Lee, Y. and Singh, V. (1998). Application of the kalman filter to the nash model. *Hydrological Processes*, 12 :755–767. (Cité à la page 178.)

Lefort, P. (2007). Une formule semi-empirique pour le transport solide des rivières et des torrents. In *Transport solide et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains*. (Cité aux pages 213, 217, 218, 219, 220, 222, 224, 230 et 295.)

Lefort, P. (2018). *Morphodynamique fluviale : approche théorique et expérimentale*. Presse des Ponts. (Cité aux pages 1, 41, 42, 43 et 108.)

Lemaréchal, C. and Panier, É. (2000). Les modules M2QN1 et MQHESS. *Inria*. (Cité à la page 188.)

Lenzi, M. A. (2001). Step-pool evolution in the Rio Cordon, northeastern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 :991–1008. (Cité aux pages 35, 38 et 110.)

Lenzi, M. A., Marion, A., and Comiti, F. (2003). Local scouring at grade-control structures in alluvial mountain rivers. *Water Resources Research*, 39(7). (Cité à la page 109.)

Lepreux, S., Kubicki, S., Kolski, C., and Caelen, J. (2012). From Centralized interactive tabletops to Distributed surfaces : the Tangiget concept. *International Journal of Human-Computer Interaction*, 28(11) :709–721. (Cité à la page 264.)

Lévy, A. (2000). *Le dictionnaire des Pyrénées*. (Cité à la page 74.)

Liébault, F. (2003). *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies)*. PhD thesis, Université Lumière Lyon 2. (Cité aux pages 1, 21, 22, 23, 29, 30, 32, 33, 44, 48, 49, 50, 101, 115, 117 et 122.)

Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D., and Trotter, C. M. (2005). Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Applications*, 21(7) :739–756. (Cité aux pages 49, 52, 117 et 156.)

Liébault, F., Lallias-Tacon, S., Cassel, M., and Talaska, N. (2013). Long profile responses of alpine braided rivers in se france. *River Research and Applications*. (Cité aux pages 1, 44, 52, 121 et 122.)

Liébault, F. and Laronne, J. B. (2008). Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers : the case of the esconavette torrent (southern french prealps). *Geodinamica Acta*, 21(1-2) :23–34. (Cité aux pages 63 et 125.)

Liébault, F., Peteuil, C., Jousse, C., Fragnol, B., Theule, J., Berger, F., Saez, J. L., Gotteland, A., Jaboyedoff, M., and Loye, A. (2010). L'utilisation des plages de dépôts pour la mesure du transport solide torrentiel : applications dans le département de l'isère. Technical report, Conseil général de l'Isère. (Cité aux pages 109, 158 et 209.)

Liébault, F. and Piégay, H. (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and pedmont rivers of southeastern france. *Earth Surface Processes and Landforms*. (Cité aux pages 45, 47, 49, 50, 52, 53 et 157.)

Liu, Q. (2018). *Modélisation bayésienne des interactions multidimensionnelles dans un système complexe. Application à la gestion des risques de crues*. PhD thesis, Université de Toulouse. (Cité à la page 20.)

Liu, Q., Tchangani, A., and Pérès, F. (2016). Modelling complex large scale systems using object oriented bayesian networks (oobn). *IFAC-PapersOnLine*, 49(12) :127 – 132. 8th IFAC Conference on Manufacturing Modelling, Management and Control MIM 2016. (Cité à la page 265.)

Liu, Z. and Todini, E. (2002). Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(5) :859–881. (Cité aux pages 169 et 171.)

Livet, P. (2019). *Promoting and Experimenting with Interdisciplinarity*, chapter 1, pages 1–21. John Wiley & Sons, Ltd. (Cité à la page 263.)

Luyet, V., Schlaepfer, R., Parlange, M. B., and Buttler, A. (2012). A framework to implement stakeholder participation in environmental projects. *Journal of Environmental Management*, 111 :213 – 219. (Cité à la page 264.)

Maksimov, Y. V. and Fricker, S. A. (2019). Framework for analysis of multi-party collaboration. In *2019 IEEE 27th International Requirements Engineering Conference Workshops (REW)*, pages 44–53. (Cité à la page 263.)

Malavoi, J., Garnier, C. C., Landon, N., Recking, A., and Baran, P. (2011). *Eléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière*. ONEMA. (Cité aux pages 26, 38, 40, 60 et 215.)

Malavoi, J.-R. and Bravard, J.-P. (2010). *Eléments d'hydromorphologie fluviale*. ONEMA. (Cité aux pages 31, 41, 42, 43, 51, 61, 64, 69 et 125.)

Malavoi, J.-R., Bravard, J.-P., Piégay, H., Héroin, E., and Ramez, P. (1998). Guide technique n° 2 : Détermination de l'espace de liberté des cours d'eau. Technical report, Bassin Rhône Méditerranée Corse. (Cité aux pages 58 et 59.)

Malavoi, J.-R. and Salgues, D. (2011). Arasement et dérasement de seuils. aide à la définition de cahier des charges pour les études de faisabilité. Compartiments hydromorphologie et hydroécologie. Technical report, ONEMA. (Cité aux pages 40, 41, 43 et 62.)

Mao, L. and Surian, N. (2010). Observations on sediment mobility in a large gravel-bed river. *Geomorphology*, 114(3) :326 – 337. (Cité aux pages 38 et 125.)

Margerie, E. d. (1910). L'étude du profil en long des cours d'eau français. (Cité à la page 121.)

McCann, R. K., Marcot, B. G., and Ellis, R. (2006). Bayesian belief networks : applications in ecology and natural resource management. *Canadian Journal of Forest Research*, 36(12) :3053–3062. (Cité à la page 265.)

MEA (2005). Millennium Ecosystem Assessment. Ecosystems and Human Well-Being : Wetlands and Water Synthesis. Technical report, World Resources Institude, Washington, DC. (Cité aux pages 55 et 65.)

Meixner, H., Schnauder, I., Bölscher, J., and Iordache, V. (2005). Hydraulic, sedimentological and ecological problems of multifunctional riparian forest management - ripfor -. (Cité à la page 66.)

Meselhe, E., Wang, Y., White, E., Jung, H., Baustian, M. M., Hemmerling, S., Barra, M., and Bienn, H. (2020). Knowledge-based predictive tools to assess effectiveness of natural and nature-based solutions for coastal restoration and protection planning. *Journal of Hydraulic Engineering*, 146(2). (Cité à la page 265.)

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. (Cité à la page 159.)

Métailié (1987). The degradation of the pyrenees in the nineteenth century an erosion crisis ? *in GARDINER (V.) éd. Proceedings of the First International Conference on Geomorphology, Manchester, september 1985, Chichester, J. Wiley, 1987, Part. II, 533-544*. (Cité aux pages 50 et 156.)

Métailié, J.-P. (1984). La forêt paysanne dans les pyrénées centrales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, tome 55, fascicule 2, Forêts. pp. 231-238*. (Cité aux pages 50 et 156.)

Métailié, J.-P. (2006). La "dégradation des montagnes" au XIXè siècle dans les Pyrénées. In *Temps et espaces des crises de l'environnement*, pages 191–210. (Cité aux pages 50 et 156.)

Meyer-Peter, E. and Müller, R. (1948). Formulas for bed-load transport. In *2nd meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research, Stockholm*. (Cité aux pages 7, 10, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 222, 224, 230, 233, 242, 244, 245, 246, 248, 252, 253, 254, 255, 288, 296 et 298.)

Mika, S., Hoyle, J., Kyle, G., Howell, T., Wolfenden, B., Ryder, D., Keating, D., Boulton, A., Brierley, G., Brooks, A., Fryirs, K., Leishman, M., Sanders, M., Arthington, A., Creese, R., Dahm, M., Miller, C., Pusey, B., and Spink, A. (2010). Inside the "black box" of river restoration : Using catchment history to identify disturbance and response mechanisms to set targets for process-based restoration. *Ecology and Society*, 15(4) :1–20. (Cité à la page 124.)

Misset, C. (2019). *The role of riverbed on suspended sediment transport dynamics in Alpine catchments*. PhD thesis, Université Grenoble Alpes. (Cité aux pages 109 et 127.)

Misset, C., Recking, A., Legout, C., Bakker, M., Bodereau, N., Borgniet, L., Cassel, M., Geay, T., Gimbert, F., Navratil, O., Piegay, H., Valsangkar, N., Cazilhac, M., Poirel, A., and Zanker, S. (2020). Combining multi-physical measurements to quantify bedload transport and morphodynamics interactions in an alpine braiding river reach. *Geomorphology*, 351 :106877. (Cité aux pages 109, 210 et 230.)

Molina, J., Bromley, J., García-Aróstegui, J., Sullivan, C., and Benavente, J. (2010). Integrated water resources management of overexploited hydrogeological systems using object-oriented bayesian networks. *Environmental Modelling & Software*, 25(4) :383 – 397. (Cité aux pages 266, 267, 268 et 273.)

Monod, B. and le groupe de travail GAVERMIP (2014). Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région midi-pyrénées. notice technique. Technical report, BRGM/RP-63650-FR. (Cité à la page 74.)

Morandi, B. (2014). *La restauration des cours d'eau en France et à l'étranger : de la définition du concept à l'évaluation de l'action. Eléments de recherche applicables*. PhD thesis, ENS de Lyon. (Cité à la page 66.)

Morin, E. (2005). *Introduction à la pensée complexe*. Paris, Seuil. (Cité à la page 20.)

Mueller, E. R., Grams, P. E., Schmidt, J. C., Hazel, J. E., Alexander, J. S., and Kaplinski, M. (2014). The influence of controlled floods on fine sediment storage in debris fan-affected canyons of the colorado river basin. *Geomorphology*, 226 :65 – 75. (Cité à la page 62.)

Muñoz, J. A. (1992). *Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section*, pages 235–246. Springer Netherlands, Dordrecht. (Cité à la page 74.)

Neely, K., Bortz, M., and Bice, S. (2019). Using collaborative conceptual modelling as a tool for transdisciplinarity. *Evidence & Policy : A Journal of Research, Debate and Practice*. (Cité à la page 263.)

Newson, M. D. and Large, A. R. G. (2006). Natural rivers, hydromorphological quality and river restoration : a challenging new agenda for applied fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(13) :1606–1624. (Cité à la page 67.)

Nikora, V., Goring, D., McEwan, I., and Griffiths, G. (2001). Spatially-averaged open-channel flow over a rough bed. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(2) :123–133. (Cité à la page 204.)

Nikuradse, J. (1932). *Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Strömung in glatten Rohren*. PhD thesis, Berlin. (Cité à la page 204.)

Nikuradse, J. (1950). *Laws of flow in rough pipes*. Number 1292 in Technical memorandum / National Advisory Committee for Aeronautics. National Advisory Committee for Aeronautics, Washington, DC. (Cité à la page 231.)

Nyberg, J. B., Marcot, B. G., and Sulyma, R. (2006). Using bayesian belief networks in adaptive management. *Canadian Journal of Forest Research*, 36(12) :3104–3116. (Cité à la page 267.)

Ogston, L., Gidora, S., Foy, M., and Rosenfeld, J. (2015). Watershed-scale effectiveness of floodplain habitat restoration for juvenile coho salmon in the chilliwack river, british columbia. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 72(4) :479–490. (Cité à la page 69.)

Ormond, P. A., Telhada, J., and Putnik, G. (2019). Application of ce principles in design of an integrated participative management system to support for urban freight distribution planning : Misppufd model. *Procedia CIRP*, 84 :22 – 27. 29th CIRP Design Conference 2019, 08-10 May 2019, Póvoa de Varzim, Portugal. (Cité à la page 264.)

Owens, P. N. and Walling, D. E. (2002). Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the river tweed, scotland, over the last 100 years : the impact of climate and land use change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(4) :403–423. (Cité à la page 51.)

Pagano, A., Pluchinotta, I., Pengal, P., Cokan, B., and Giordano, R. (2019). Engaging stakeholders in the assessment of nbs effectiveness in flood risk reduction : A participatory system dynamics model for benefits and co-benefits evaluation. *Science of The Total Environment*, 690 :543 – 555. (Cité à la page 265.)

Palmer, M. A., Hondula, K. L., and Koch, B. J. (2014). Ecological restoration of streams and rivers : Shifting strategies and shifting goals. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 45(1) :247–269. (Cité aux pages 64 et 69.)

Parker, G. (1990). Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. *Journal of hydraulic research*, 28(4) :417–436. (Cité aux pages 8, 215, 217, 218, 219, 222, 224, 296, 297 et 299.)

Party, J., Muller, N., Vauthier, Q., Rigou, L., Toutain, B., Lehmann, S., Laroche, B., and Guiresse, M. (2016). Référentiel régional pédologique de midi-pyrénées - département des hautes-pyrénées. Technical report, Maîtrise d'ouvrage : CNRS-EcoLaB, sous la direction de M. Guiresse. Financements : Ministère de l'Agriculture, Communauté Européenne. (Cité aux pages 5, 171, 172 et 173.)

Peiry, J.-L., Nouguier, F., and Salvador, P.-G. (1994). L'incision des rivières dans les alpes du nord : état de la question / river incision in the northern french alps. (Cité aux pages 42, 44, 45, 49 et 51.)

Peltier, A. (2005). *Management of natural risks in the mountainous areas of western Europe. A comparative analysis between Valais (Switzerland), Aosta valley (Italy) and Hautes-Pyrénées (France)*. Theses, Université Toulouse le Mirail - Toulouse II. (Cité à la page 85.)

Perrin, C., Oudin, L., Andreassian, V., Rojas-Sernas, C., Michel, C., and Mathevet, T. (2007). Impact of limited streamflow data on the efficiency and the parameters of rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 52(1) :131–151. (Cité à la page 198.)

Peteuil, C. (2004). Etude de l'aléa torrentiel lié à la confluence du Gave de Cauterets et du Gave de Gavarnie, communes de Soulom et Pierrefitte-Nestalas. Technical report, RTM - Chaîne Pyrénées. (Cité aux pages 80, 111, 129, 132 et 133.)

Peteuil, C., Carladous, S., and Mathys, N. (2010). La méthode aneto : un outil pour la prédéterminarion des débits de crue des bassins versants torrentiels des Pyrénées françaises. *Sciences Eaux et Territoires, num 2, p. 116 - 127.* (Cité à la page 80.)

Petit, F., Poinsart, D., and Bravard, J.-P. (1996). Channel incision, gravel mining and bedload transport in the rhône river upstream of lyon, france. *Elsevier.* (Cité aux pages 52 et 125.)

Petts, G. E. (1984). Sedimentation within a regulated river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9(2) :125–134. (Cité aux pages 40 et 45.)

Petursdottir, T., Arnalds, O., Baker, S., Montanarella, L., and Aradóttir, A. (2013). A social-ecological system approach to analyze stakeholders' interactions within a large-scale rangeland restoration program. *Ecology and Society*, 18. (Cité aux pages 264 et 265.)

Piégay, H. (2016). *System approaches in fluvial geomorphology*, chapter 5, pages 75–102. John Wiley & Sons, Ltd. (Cité aux pages 1, 20, 21, 22, 23, 24, 27, 28, 53 et 65.)

Piégay, H., Aelbrecht, D., Béal, D., Alonso, C., Armburster, J., Arnaud, F., Barillier, A., Béraud, C., Billard, C., Bouchard, J., Brousse, G., Burlet, D., Camenen, B., Clutier, A., Combroux, I., Di Moran, A., Dietrich, L., Dittrich, A., El Kadi Abderrazzak, K., Garnier, A., Hoenen, D., Huppmann, O., Johnstone, K., Knibiely, P., Koll, K., Laperrousaz, E., Le Coz, J., Merckling, L., Ostermann, R., Paquier, A., Pfarr, U., Pinte, K., Piquette, E., Pleis, B., Rollet, A., Schmitt, L., Seitz, B., Spaeth, V., Trémolières, M., and Wintz, M. (2010). Restauration morpho-dynamique et redynamisation de la section court-circuitée du Rhin en aval du barrage de Kembs (projet INTERREG / EDF). In *Congrès SHF : "Environnement et Hydro-électricité"*, page 8 p., Lyon, France. (Cité aux pages 22 et 24.)

Piton, G. (2016). *Sediment transport control by check dams and open check dams in Alpine torrents*. PhD thesis, Université de Grenoble. (Cité à la page 49.)

Piton, G., Carladous, S., Recking, A., Liébault, F., Tacnet, J.-M., Kuss, D., Quefféléan, Y., and Marco, O. (2016). Why do we build check dams in Alpine streams ? An historical perspective from the French experience. *Earth Surface Processes and Landforms*, pages In Press, Accepted Manuscript. (Cité aux pages 1, 49, 50, 51, 109, 115 et 167.)

Piton, G., Philippe, F., Richard, D., and Tacnet, J.-M. (2018). Analyse comparative des méthodes dites "multicritères" dans le contexte du risque torrentiel. rapport de phase 1 : caractérisation des phénomènes torrentiels. Technical report, Irstea. (Cité aux pages 1, 30, 31 et 38.)

Piton, G. and Recking, A. (2017). The concept of travelling bedload and its consequences for bedload computation in mountain streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(10) :1505–1519. (Cité aux pages 6, 7, 208, 220, 225 et 226.)

Piton, Guillaume, Vázquez-Tarrío, Daniel, and Recking, Alain (2016). Can bed-load help to validate hydrology studies in mountainous catchment ? the case study of the roize (voreppe, france). *E3S Web Conf.*, 7 :04020. (Cité aux pages 111, 209 et 220.)

Platts, W. S., Megahan, W. F., and Minshall, G. W. (1983). *Methods for evaluating stream, riparian and biotic conditions*. Ogden, UT : U.S. Dept. of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station. (Cité à la page 55.)

Pluchinotta, I. (2014). Multi-Agent Modelling to support Decision in Water Management : A Case-Based Approach. In *1st WORKSHOP on the State of the art and Challenges Of Research Efforts @POLIBA*, pages 63–67, Bari, Italy. (Cité à la page 265.)

PLVG (2015a). Mise en place d'un Programme d'Actions de Prévention des Inondations (PAPI) sur le bassin versant du Gave de Pau Bigourdan - Etat des lieux - Diagnostic. Technical report, PLVG. (Cité aux pages 3, 78, 79, 82, 93, 96, 97, 98 et 111.)

PLVG (2015b). Plan de Gestion du bassin amont du Gave de Pau 2015 - 2021. Technical report, PLVG. (Cité à la page 85.)

Raven, P., Holmes, N., Dawson, F., and Everard, M. (1998). Quality assessment using river habitat survey data. *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, 8(4) :477–499. (Cité à la page 55.)

Rawls, W. J. and Brakensiek, D. L. (1983). A procedure to predict green and ampt infiltration parameters. (Cité à la page 174.)

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., and Shirmohammadi, A. (1992). *Infiltration and Soil Water Movement in : Handbook of Hydrology*, chapter 5. (Cité aux pages 5 et 174.)

Recking, A. (2008). Evaluation des formules de transport solide en rivière avec prise en compte de l'échelle temporelle. Technical report, Pôle Alpin d'étude et de recherche pour la prévention des Risques Naturels. (Cité aux pages 37, 63, 200, 213 et 222.)

Recking, A. (2010). A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction. *Water Resources Research*, 46(3). (Cité aux pages 108, 109 et 298.)

Recking, A. (2012). Influence of sediment supply on mountain streams bedload transport. *Geomorphology*, 175-176 :139 – 150. (Cité aux pages 37, 109, 226, 227 et 229.)

Recking, A. (2013a). An analysis of nonlinearity effects on bedload transport prediction. *Journal of Geophysical Research*, 118(3) :p. 1264 – p. 1281. (Cité aux pages 37, 207 et 298.)

Recking, A. (2013b). Simple method for calculating reach-averaged bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 139(1) :70–75. (Cité aux pages 7, 209, 213, 217, 218, 219, 220, 222, 224, 225, 226, 230, 233, 253, 254, 256 et 288.)

Recking, A. (2017). Eléments de géomorphologie fluviale : La mesure du charriage en rivière. Technical report, Irstea. (Cité à la page 109.)

Recking, A. (2020). Equations et concepts pour le calcul du transport solide en riviere. Technical report, INRAE OFB. (Cité aux pages 6, 8, 202, 203, 204, 205, 206, 208, 215, 217, 297 et 298.)

Recking, A., Leduc, P., Liébault, F., and Church, M. (2012). A field investigation of the influence of sediment supply on step-pool morphology and stability. *Geomorphology*, 139-140 :53 – 66. (Cité aux pages 7, 63, 64, 109, 110, 200, 209, 213, 215, 216, 222, 225, 226 et 287.)

Recking, A., Piton, G., Vazquez-Tarrio, D., and Parker, G. (2016). Quantifying the morphological print of bedload transport. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(6) :809–822. (Cité à la page 298.)

Recking, A., Richard, D., Degoutte, G., and coordinateurs (2013). *Torrents et rivières de montagne. Dynamique et aménagement*. Savoir faire. (Cité aux pages 1, 8, 29, 30, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 63, 64, 108, 109, 111, 200, 203, 204, 207, 208, 215, 242, 245, 252, 256 et 298.)

Reichert, P., Borsuk, M., Hostmann, M., Schweizer, S., Sporri, C., Tockner, K., and Truffer, B. (2007). Concepts of decision support for river rehabilitation. *Environmental Modelling & Software*, 22(2) :188 – 201. Environmental Decision Support Systems. (Cité à la page 264.)

Reid, S. C., Lane, S. N., Berney, J. M., and Holden, J. (2007). The timing and magnitude of coarse sediment transport events within an upland, temperate gravel-bed river. *Geomorphology*, 83(1) :152 – 182. (Cité aux pages 37 et 108.)

René, P. (2011). Régression des glaciers pyrénéens et transformation du paysage depuis le petit âge glaciaire. *Sud-Ouest européen*, 32 :5–19. (Cité à la page 76.)

Rickenmann, D. (1991). Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. *Journal of hydraulic engineering*, 117(11) :1419–1439. (Cité aux pages 204, 217, 219, 220 et 222.)

Rickenmann, D. and Recking, A. (2011). Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large filed data set. *Water resources research*. (Cité aux pages 37, 200, 204, 205, 213, 218 et 219.)

Röckmann, C., Ulrich, C., Dreyer, M., Bell, E., Borodzicz, E., Haapasaari, P., Hauge, K. H., Howell, D., Mäntyniemi, S., Miller, D., Tserpes, G., and Pastoors, M. (2012). The added value of participatory modelling in fisheries management - what has been learnt ? *Marine Policy*, 36(5) :1072 – 1085. (Cité à la page 265.)

Rolan-Meynard, M., Vivier, A., Reyjol, Y., Boutet-Berry, L., Bouchard, J., Mangeot, P., Navarro, L., Melun, G., Moreira-Pellet, B., Bramard, M., Bihan, M. L., Magand, C., Leurent, T., Vigneron, T., Cagnant, M., Bourrain, X., Morel, A., and Keutzenberger, K. (2019). Guide pour l'élaboration de suivis d'opérations de restauration hydromorphologique en cours d'eau. Technical report, Agence Française pour la Biodiversité. (Cité à la page 60.)

Rollet, A.-J. (2007). *Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain*. PhD thesis, Université Jean Moulin Lyon 3. (Cité aux pages 41, 45, 60, 116 et 201.)

Rollet, A. J., Piégay, H., Dufour, S., Bornette, G., and Persat, H. (2013). Assessment of consequences of sediment deficit on a gravel river bed downstream of dams in restoration perspectives : Application of a multicriteria, hierarchical and spatially explicit diagnosis. *River research and applications*. (Cité aux pages 66 et 114.)

Roni, P., Liermann, M., Muhar, S., and Schmutz, S. (2012). *Monitoring and Evaluation of Restoration Actions*, chapter 8, pages 254–279. John Wiley & Sons, Ltd. (Cité à la page 66.)

Roux, C., Alber, A., Bertrand, M., Vaudor, L., and Piégay, H. (2014). "Fluvial Corridor" : a new ArcGis Toolbox Package for Multiscale Exploring Riverscapes. *Geomorphology*. (Cité aux pages 3, 116 et 117.)

Roux, H. (2004). *Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne*. PhD thesis, Université de Toulouse - Institut National Polytechnique de Toulouse (INP). (Cité aux pages 5 et 178.)

Roux, H., Amengual, A., Romero, R., BladÃ©, E., and Sanz-Ramos, M. (2020). Evaluation of two hydro-meteorological ensemble strategies for flash-flood forecasting over a catchment of the eastern pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20 :425–450. (Cité à la page 287.)

Roux, H., Labat, D., Garambois, P.-A., Maubourguet, M.-M., Chorda, J., and Dartus, D. (2011). A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in mediterranean catchments. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(9) :2567–2582. (Cité aux pages 5, 167, 168, 170, 171, 178 et 269.)

Ryan, S. E., Porth, L. S., and Troendle, C. (2005). Coarse sediment transport in mountain streams in colorado and wyoming, usa. *Earth surface processes and landforms*, 30(3) :269–288. (Cité à la page 226.)

Ryan, S. E. and Troendle, C. (1997). Measuring bedload in coarse-grained mountain channels procedures, problems and recommendations. *American Water Resources Association*. (Cité à la page 108.)

Salliou, N., Barnaud, C., Vialatte, A., and Monteil, C. (2017). A participatory bayesian belief network approach to explore ambiguity among stakeholders about socio-ecological systems. *Environmental Modelling & Software*, 96 :199 – 209. (Cité aux pages 266 et 269.)

Salliou, N., Vialatte, A., Monteil, C., and Barnaud, C. (2019). First use of participatory bayesian modeling to study habitat management at multiple scales for biological pest control. *Agronomy for Sustainable Development*, 39(1) :7. (Cité aux pages 67, 266 et 280.)

Savi, S., Schneuwly-Bollschweiler, M., Bommer-Denns, B., Stoffel, M., and Schlunegger, F. (2013). Geomorphic coupling between hillslopes and channels in the swiss alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(9) :959–969. (Cité à la page 51.)

Schabuss, M., Schiemer, F., Habersack, H., and Liedermann, M. (2006). A comprehensive concept for an eco-hydrological assessment of large scale restoration programmes of floodplain rivers. (Cité à la page 66.)

Scheidegger, A. (1992). Limitations of the system approach in geomorphology. *Geomorphology*, 5(3) :213 – 217. Proceedings 23rd Binghamton Symposium in Geomorphology. (Cité aux pages 20 et 57.)

Schmidt, J. C. and Wilcock, P. R. (2008). Metrics for assessing the downstream effects of dams. *Water Resources Research*, 44(4). (Cité à la page 46.)

Schneider, F. and Rist, S. (2013). Envisioning sustainable water futures in a transdisciplinary learning process : combining normative, explorative, and participatory scenario approaches. *Sustainability Science*, 9 :463–481. (Cité à la page 263.)

Schoklitsch, A. (1962). Handbuch des wasserbaues. (Cité à la page 200.)

Schoneboom, T., Aberle, J., and Dittrich, A. (2010). Hydraulic resistance of vegetated flows : Contribution of bed shear stress and vegetative drag to total hydraulic resistance. (Cité à la page 123.)

Schumm, S. (1973). *Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems*, chapter 13, pages 299–310. Colorado State University Fort Collins Dept of Earth Ressources. (Cité à la page 24.)

Schumm, S. (1977). *The fluvial system*. (Cité aux pages 1, 21, 24, 25, 27, 30, 32, 34 et 51.)

Scolozzi, R., Schirpke, U., and Geneletti, D. (2019). Enhancing ecosystem services management in protected areas through participatory system dynamics modelling. *Landscape Online*, 73 :1–17. (Cité aux pages 69 et 265.)

Sear, D. A. (1994). River restoration and geomorphology. *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, 4(2) :169–177. (Cité à la page 54.)

Sear, D. A., Wheaton, J. M., and Darby, S. E. (2007). 28 uncertain restoration of gravel-bed rivers and the role of geomorphology. In Habersack, H., Piégay, H., and Rinaldi, M., editors, *Gravel-Bed Rivers VI : From Process Understanding to River Restoration*, volume 11 of *Developments in Earth Surface Processes*, pages 739 – 760. Elsevier. (Cité à la page 264.)

Shenton, W., Hart, B., and Chan, T. (2014). A bayesian network approach to support environmental flow restoration decisions in the yarra river, australia. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 28(1) :57 – 65. (Cité à la page 266.)

Shields, I. A. (1936). Application of similarity principles and turbulence research to bedload movement. *Pasadena, California : Soil Conservation Service, California Institute of Technology*. (Cité aux pages 203, 206, 207, 213, 232 et 233.)

Smart, G.M., J. M. (1983). Sediment transport on steep slopes. *Mitteilungen der Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Eidgen ossische Technische Hochschule (ETH), Zurich, Switzerland*, 64. (Cité aux pages 37, 200, 213, 217, 218, 219, 220, 222 et 298.)

Smetschka, B. and Gaube, V. (2020). Co-creating formalized models : Participatory modelling as method and process in transdisciplinary research and its impact potentials. *Environmental Science & Policy*, 103 :41 – 49. (Cité à la page 263.)

Soulsby, R. (1997). *Dynamics of marine sands*. Telford, London. Literaturverz. S. 235 - 243 ; Index S. 245 - 249. (Cité à la page 233.)

St, M., Bouchard, C., Bouchard, C., Oestreicher, J., Simon, A., and Saint-Charles, J. (2014). La pratique de la transdisciplinarité dans les approches écosystémiques de la santé. *VertigO*. (Cité à la page 263.)

Stanford, J. A. and Ward, J. V. (1993). An ecosystem perspective of alluvial rivers : Connectivity and the hyporheic corridor. *Journal of the North American Benthological Society*, 12(1) :48–60. (Cité à la page 34.)

Stange, K., van Balen, R., Kasse, C., Vandenberghe, J., and Carcaillet, J. (2014). Linking morphology across the glaciofluvial interface : A^{10}be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the garonne river, northern pyrenees, france. *Geomorphology*, 207 :71 – 95. (Cité à la page 49.)

Stave, K., Dwyer, M., and Turner, M. (2019). Exploring the value of participatory system dynamics in two paired field studies of stakeholder engagement in sustainability discussions. *Systems Research and Behavioral Science*, 36(2) :156–179. (Cité à la page 263.)

Sterling, S. and Slaymaker, O. (2007). Lithologic control of debris torrent occurrence. *Geomorphology*, 86(3) :307 – 319. (Cité aux pages 37 et 226.)

Stewart-Koster, B., Bunn, S. E., Mackay, S. J., Poff, N. L., Naiman, R. J., and Lake, P. S. (2010). The use of bayesian networks to guide investments in flow and catchment restoration for impaired river ecosystems. *Freshwater Biology*, 55(1) :243–260. (Cité à la page 266.)

StillwaterSciences (2005). Conceptual restoration design for the merced river ranch. Technical report, CALFED ERP. (Cité aux pages 1, 2, 48 et 65.)

Strahler, A. (1956). *The nature of induced erosion and aggradation*. In : Thomas, W.L. (Ed.), Man's Role in Changing the Face of the Earth. (Cité à la page 39.)

Strickler, A. (1923). *Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauhigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen : mit... Tab.* Im Selbstverlag. (Cité à la page 204.)

SUEZConsulting (2019). Étude hydraulique et AMC pour évaluer l'intérêt de considérer la Voie Verte des Gaves comme un ouvrage de protection contre les crues. Phase 2 : Diagnostic - étude hydrologique. Technical report, PLVG. (Cité aux pages 93, 95 et 98.)

Surian, N. and Rinaldi, M. (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in italy. *Geomorphology*, 50(4) :307 – 326. (Cité aux pages 39, 44, 45, 47 et 52.)

Sutherland, J., Peet, A., and Soulsby, R. (2004). Evaluating the performance of morphological models. *Coastal Engineering*, 51(8) :917 – 939. Coastal Morphodynamic Modeling. (Cité à la page 234.)

Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2) :309–319. (Cité à la page 119.)

Tarboton, D. G. and Mohammed, I. N. (2013). Taudem 5.1 quick start guide to using the taudem arcgis toolbox. (Cité à la page 119.)

Tassi, P. and Villaret, C. (2014). *Sisyphe User Manual*. (Cité aux pages 231, 232 et 233.)

Taylor, J. R. (1996). *An Introduction to Error Analysis : The Study of Uncertainties in Physical Measurements*. University Science Books, 2 sub edition. (Cité à la page 122.)

Thornes, J. B. (2005). Coupling erosion, vegetation and grazing. *Land Degradation & Development*, 16(2) :127–138. (Cité à la page 50.)

Tonkin, Z., King, A. J., and Mahoney, J. (2008). Effects of flooding on recruitment and dispersal of the southern pygmy perch (nannoperca australis) at a murray river floodplain wetland. *Ecological Management & Restoration*, 9(3) :196–201. (Cité à la page 69.)

Tricart, J. (1965). *Principes et méthodes de la Géomorphologie*. Paris, Masson. (Cité à la page 34.)

Tritthart, M., Schober, B., Liedermann, M., and Habersack, H. (2010). Numerical modeling of sediment transport in the danube river : uniform vs . non-uniform formulation. (Cité à la page 66.)

Turowski, J. M., Yager, E. M., Badoux, A., Rickenmann, D., and Molnar, P. (2009). The impact of exceptional events on erosion, bedload transport and channel stability in a step-pool channel. *Earth surface processes and landforms*. (Cité aux pages 32 et 110.)

Valette, P. and Carozza, J.-M. (2010). Mise en oeuvre d'une démarche géohistorique pour la connaissance de l'évolution des paysages fluviaux : l'exemple de la moyenne vallée de la Garonne. *Géocarrefour - Revue de géographie de Lyon*, 85 :18–27. (Cité aux pages 35, 129 et 156.)

van Rijn, L. C. (1984). Sediment transport, part ii : Suspended load transport. 110 :1613–1641. (Cité à la page 233.)

Vericat, D. and Batalla, R. J. (2006). Bed load bias : Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) helley-smith samplers in a gravel bed river. (Cité aux pages 108 et 226.)

Videira, N., Antunes, P., Santos, R., and Gamito, S. (2003). Participatory modelling in environmental decision-making : The ria formosa natural park case study. *Journal of Environmental Assessment Policy and Management*, 5(3) :421–447. (Cité aux pages 273 et 280.)

Villeneuve, E., Béler, C., Pérès, F., and Geneste, L. (2011). Hybridization of bayesian networks and belief functions to assess risk. application to aircraft deconstruction. In *International Conference on Industrial Engineering and Systems Management (IESM 2011)*, Metz, France. (Cité à la page 265.)

Voinov, A. and Bousquet, F. (2010). Modelling with stakeholders. *Environmental Modelling & Software*, 25(11) :1268 – 1281. Thematic Issue - Modelling with Stakeholders. (Cité aux pages 262, 268 et 280.)

Walling, D. E. and Owens, P. N. (2003). The role of overbank floodplain sedimentation in catchment contaminant budgets. *Hydrobiologia*, 494 :83–91. (Cité à la page 34.)

Warburton, J. (1992). Observations of bed load transport and channel bed changes in a proglacial mountain stream. *Arctic and Alpine Research*, 24(3) :195–203. (Cité à la page 109.)

Warburton, J. (2010). *Sediment Transfer in Steep Upland Catchments (Northern England, UK) : Landform and Sediment Source Coupling*, volume 115, page 165. (Cité à la page 35.)

Warner, R. F. (2000). Gross channel changes along the durance river, southern france, over the last 100 years using cartographic data. *Regulated Rivers : Research & Management*, 16(2) :141–157. (Cité à la page 44.)

Wilcock, P. R. and Crowe, J. C. (2003). Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2) :120–128. (Cité aux pages 215 et 299.)

Williams, G. P. and Wolman, M. G. (1984). Downstream effects of dams on alluvial rivers. (Cité aux pages 45 et 58.)

Wohl, E. (2018). Geomorphic context in rivers. *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, 42(6) :841–857. (Cité aux pages 25, 26, 35, 44 et 69.)

Wohl, E., Angermeier, P. L., Bledsoe, B., Kondolf, G. M., MacDonnell, L., Merritt, D. M., Palmer, M. A., Poff, N. L., and Tarboton, D. (2005). River restoration. *Water Resources Research*, 41(10). (Cité aux pages 15, 32, 35, 40, 47, 54 et 55.)

Wohl, E., Bledsoe, B. P., Jacobson, R. B., Poff, N. L., Rathburn, S. L., Walters, D. M., and Wilcox, A. C. (2015a). The Natural Sediment Regime in Rivers : Broadening the Foundation for Ecosystem Management. *BioScience*, 65(4) :358–371. (Cité à la page 15.)

Wohl, E., Bledsoe, B. P., Jacobson, R. B., Poff, N. L., Rathburn, S. L., Walters, D. M., and Wilcox, A. C. (2015b). The Natural Sediment Regime in Rivers : Broadening the Foundation for Ecosystem Management. *BioScience*, 65(4) :358–371. (Cité aux pages 101 et 108.)

Wohl, E., Lane, S. N., and Wilcox, A. C. (2015c). The science and practice of river restoration. *Water Resources Research*, 51(8) :5974–5997. (Cité aux pages 2, 37, 55, 59, 62, 63, 64, 68, 69 et 70.)

Wohl, E. E., Bledsoe, B. P., Merritt, D. M., and Poff, N. L. (2006). River restoration in the context of natural variability. *Stream Notes*. (Cité aux pages 32, 40 et 63.)

Wolman, G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions, American Geophysical Union*. (Cité aux pages 125, 146 et 218.)

Wong, M. and Parker, G. (2006). Reanalysis and correction of bed-load relation of meyer-peter and müller using their own database. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11) :1159–1168. (Cité à la page 215.)

Woolsey, S., Capelli, F., Gonser, T., Hoehn, E., Hostmann, M., Junker Koehler, B., Paetzold, A., Roulier, C., Schweizer, S., Tiegs, S., Tockner, K., Weber, C., and Peter, A. (2007). A strategy to assess river restoration success. *Freshwater Biology*, 52 :752 – 769. (Cité aux pages 2, 60, 66 et 67.)

Xoplaki, E., Maheras, P., and Luterbacher, J. (2001). Variability of climate in meridional balkans during the periods 1675–1715 and 1780–1830 and its impact on human life. *Climatic Change*, 48(4) :581–615. (Cité à la page 49.)

Yang, J. (2011). Convergence and uncertainty analyses in monte-carlo based sensitivity analysis. *Environmental Modelling & Software*, 26(4) :444 – 457. (Cité à la page 176.)

Yang, J., Reichert, P., Abbaspour, K., Xia, J., and Yang, H. (2008). Comparing uncertainty analysis techniques for a swat application to the chaohe basin in china. *Journal of Hydrology*, 358(1) :1 – 23. (Cité à la page 176.)

Yassine, R., Pérès, F., Roux, H., Cassan, L., and Frysou, O. (2018). A Bayesian network approach to study hydromorphological modifications over space and time in the framework of a sustainable river restoration project : the "Lac des Gaves" case study. *IFAC-PapersOnLine*, 51(5) :7 – 12. 1st IFAC Workshop on Integrated Assessment Modelling for Environmental Systems IAMES 2018. (Cité à la page 265.)

Zorrilla, P., García, G. C., de la Hera, A., Ortega, C. V., Santos, P. M., Bromley, J., and Henriksen, H. J. (2010). Evaluation of bayesian networks in participatory water resources management, upper guadiana basin, spain. *Ecology and Society*, 15(3). (Cité aux pages 266 et 273.)