



**HAL**  
open science

# Dynamique des dépôts de sédiments cohésifs dans les rivières à graviers : approche combinant suivi in situ et modélisation numérique

Hanna Haddad

► **To cite this version:**

Hanna Haddad. Dynamique des dépôts de sédiments cohésifs dans les rivières à graviers : approche combinant suivi in situ et modélisation numérique. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2022. Français. NNT : 2022GRALU019 . tel-03814664

**HAL Id: tel-03814664**

**<https://theses.hal.science/tel-03814664>**

Submitted on 14 Oct 2022

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES**

École doctorale : STEP - Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes

Spécialité : Océan, Atmosphère, Hydrologie

Unité de recherche : Institut des Géosciences de l'Environnement

**Dynamique des dépôts de sédiments cohésifs dans les rivières à graviers : approche combinant suivi in situ et modélisation numérique**

**Dynamics of deposited cohesive sediments in gravel-bed rivers : Approach combining in situ monitoring and numerical modeling**

Présentée par :

**Hanna HADDAD**

Direction de thèse :

**Cédric LEGOUT**  
Université Grenoble Alpes  
**Magali JODEAU**  
  
**Germain ANTOINE**

Directeur de thèse

Co-encadrant de thèse

Co-encadrant de thèse

Rapporteurs :

**Aldo SOTTOLICHIO**  
PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université de Bordeaux  
**Mario FRANCA**  
PROFESSEUR, Karlsruhe Institut für Technologie

Thèse soutenue publiquement le **10 juin 2022**, devant le jury composé de :

**Cédric LEGOUT**  
MAITRE DE CONFERENCES HDR, Université Grenoble Alpes  
**Aldo SOTTOLICHIO**  
PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université de Bordeaux  
**Mario FRANCA**  
PROFESSEUR, Karlsruhe Institut für Technologie  
**Céline BERNI**  
CHARGE DE RECHERCHE, INRAE centre Lyon-Grenoble Auvergne  
Rhône-Alpes  
**Eric BARTHELEMY**  
PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université Grenoble Alpes  
**Olivier CERDAN**  
INGENIEUR HDR, BRGM Orléans

Directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Examinatrice

Président

Examineur



# Remerciements

Je souhaite tout d'abord chaleureusement remercier Cédric, Magali et Germain, mes trois encadrants durant cette thèse. Ce manuscrit est l'aboutissement d'un travail d'équipe qui a été mené avec vous trois. Merci pour votre excellente supervision, pour votre support, pour votre encouragement et pour votre compréhension pendant ces trois années et demie. Ça a été un réel plaisir de travailler avec vous !

Je remercie l'ensemble des membres du comité de pilotage, qui ont suivi mon travail et apporté des conseils pertinents, malgré les réunions effectuées en visio : Benoit Camenen, Ian Droppo, Romaric Verney, Eric Valette et Guillaume Nord. Merci pour le regard extérieur apporté et les échanges très riches que l'on a eu lors des points annuels. J'aimerais également ajouter Nicolas Claude ici, qui m'a beaucoup aidé depuis mon stage avant la thèse et pendant des discussions informelles tout le long de la thèse : Merci beaucoup Nico !

J'aimerais remercier les deux rapporteurs du manuscrit, Mário Franca et Aldo Sottolichio, pour le temps accordé à la relecture détaillée, à leur intérêt pour ces travaux ainsi qu'à leurs remarques constructives. Merci à Eric Barthelemy d'avoir accepté de présider le jury de thèse. Merci également aux examinateurs, Olivier Cerdan et Céline Berni, pour les échanges très intéressants lors de la soutenance.

De nombreuses campagnes de mesures ont été effectuées, et cela a été un succès grâce à toutes les personnes qui ont aidées au montage, à l'organisation et à l'exécution des missions sur l'Isère et le Galabre. D'abord un énorme merci à vous deux, Magali et Cédric, d'être systématiquement présents lors des déplacements. Merci pour votre implication et pour le temps libéré pour participer aux mesures. Un grand merci à l'EMMN et particulièrement à Mathieu le Brun et Samy Morel pour toute l'aide précieuse apportée pour les campagnes sur l'Isère. Merci également à Nicolas Bourget et Fabien Henault. Je remercie fortement les membres de l'IGE qui ont aidé sur le terrain sur le Galabre : Hervé Denis, Romain Biron, Guillaume Nord, Guilhem Freche. Merci enfin à toutes les personnes qui ont participé ponctuellement à certaines campagnes : Eric Valette, Nicolas Claude, Hichem Belbal et Théo Woelffel pendant son stage.

Merci à toutes les personnes qui m'ont permis d'effectuer des collaborations scientifiques pendant la thèse. Merci à Ian Droppo pour le prêt du CSM ainsi qu'à l'équipe de Partrak pour leur aide et les réparations effectuées sur cet appareil. Un grand merci à Hervé Michallet pour le prêt de l'ADV qui a permis de calibrer l'EROMES et pour son aide dans le traitement des données. Merci à Francis Orvain de l'université de Caen d'avoir accepté de faire une campagne de mesure d'inter-comparaison des appareils et merci à Nathan pour son travail minutieux d'acquisition de données sur le terrain.

Cette aventure a débuté dans les locaux du LNHE à Chatou sur la magnifique presqu'île des impressionnistes. Merci à Giovanni Mattarolo, puis à Sofia M'Jahad, de m'avoir accueilli au sein du groupe P73. Je remercie l'ensemble des collègues d'EDF pour les échanges riches et les supers moments passés, dans les locaux ou sur la fameuse terrasse cachée du Pereire ! Une mention spéciale pour tous les co-bureau. Cécile, Alexandre, Jiase et Caroline pendant le stage. J'espère que vous avez travaillé votre 7<sup>ème</sup> sens de perception Cécile et Alex ! Coraline pendant la première année de thèse : merci énormément pour ton aide et pour toutes les discussions qu'on a eu. Guillaume, t'es quand même un co-bureau même si tu as un peu piqué ma place dans ce bureau ! Je t'attends toujours dans les Alpes pour voir un peu ton niveau en ski, la prochaine sera la bonne ! Un énorme merci à Florent et J.R. J'ai passé des supers moments avec vous. Merci pour les petites « pauses cawa au top » avec Germain pendant le confinement. Je remercie

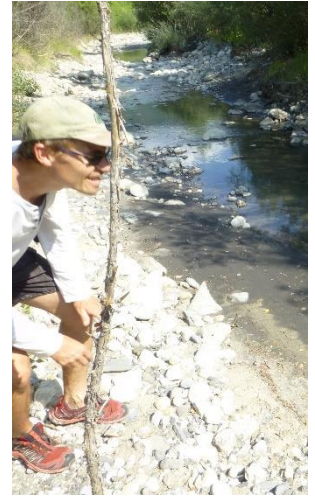
également les joueurs d'ultimate pour toutes les belles parties : Nico, Florent, Rémi, Germain, Cédric, Yoann, Sophie, Clément, Sébastien, Laurent, Mounir, Magali, Coraline, Sophia, Fabien... Merci Alexandre et Antoine pour toutes les parties de ping pong. Merci à tous les agents, doctorants et stagiaires avec qui j'ai passé des moments inoubliables, en particulier : Antoine, Paul, Rémi, Teddy, Thomas, Sofiane, Adrien, Maxime, Alexandre, Niels, Noor, Jiase, Junjian, et les nouveaux : Elisa, Guillaume, Azélice, Guillaume...

J'ai été très bien accueilli les deux années suivantes à l'IGE à Grenoble, au sein de l'équipe HYDRIMZ. Merci à l'ensemble des membres de l'équipe en particulier à Guillaume, Julien, Laurent, Céline, Jean, Philippe, Nicolas, Maarten et Nico. Merci aux différentes personnes avec qui j'ai partagé le bureau « Mesdames, Messieurs » : Médéric, Abdoulaye, Théo, Marion, Gaspard, Elia. Merci à tous les « Steeves » grenoblois pour votre bonne humeur et pour les moments passés. Merci au chef Antoine Blanc 2 pour les entraînements au BP (j'attends la revanche) et aux lancers de frisbee. Merci à Théo pour toutes les randos, balades, les apéros et les chichas, n'oublie pas qu'elle est belle notre chartreuse, faut la préserver hein ! Merci à Alix pour les parties d'ultimate avec les « pro » et pour m'aider à squatter le bureau des artistes pour les pauses café. Merci à Eva pour les blagues quotidiennes et la motivation d'organiser des weekends malgré la rédaction de la thèse. Merci à Mohammed pour sa créativité aux jeux de société et pour la bouteille de coca qui traîne toujours chez moi. Merci Loïc pour ta bonne humeur et ta curiosité. Merci Alex pour ta bonne humeur toujours et pour les randos ! Merci Léo pour les parties de pétanque. Merci à vous tous de m'avoir bien encouragé pendant la fin de ma thèse.

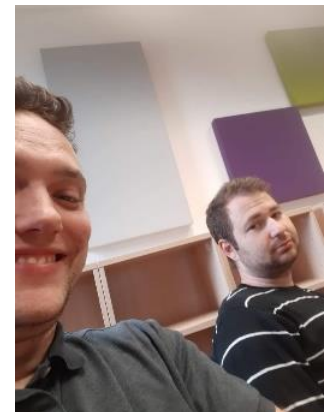
Merci à tous mes amis en dehors d'EDF et de l'IGE, pour votre soutien tout au long des dernières années. Manon et Gaël : merci pour tout ! Les randos, les apéros, le ski. Merci d'être venu à Paris pour ma soutenance. Merci aussi pour la relecture Manon. Nico, merci de m'avoir accueilli à Biarritz et pour la session de surf et la découverte du Bibam. Merci aussi pour la relecture d'un gros bout de ma thèse. Merci au meilleur fillot Boom pour les soirées pizza/chicha. Merci au chef Benoit pour les repas, les sorties en montagne et les Goa. Merci à Solène, Gabou et Eu pour les moments passés en Vendée et ailleurs. Enfin, un énorme merci à Martin ! Pour tout !

Enfin, merci à la famille pour le soutien, malgré la distance qui nous sépare, particulièrement à ma sœur Assil et à ma mère Amale pour s'être déplacé pour ma soutenance. Je finis par remercier Charlotte qui m'a supporté et encouragé tout le long.





MERCI !!!





# Résumé

Le transport de sédiments fins dans les rivières est associé à des enjeux socio-économiques et environnementaux importants. Le transport de nutriments et de contaminants adsorbés, la dégradation de la qualité des milieux aquatiques, l'envasement des retenues hydroélectriques ainsi que l'accroissement des problèmes de sûreté des barrages en sont quelques exemples. Dans les rivières de montagne, ces particules fines transportées en suspension peuvent être stockées temporairement à la surface des bancs de graviers. Lors de crues naturelles ou artificielles (chasse de barrages), les dépôts peuvent augmenter par sédimentation de nouvelles particules fines arrivant de l'amont ou au contraire subir de l'érosion et contribuer au flux de matière en suspension de manière significative. La compréhension des phases de dépôt et de reprise des particules fines dans les lits de rivières ainsi que leurs facteurs de contrôle constitue un des verrous majeurs en transport sédimentaire. L'objectif de cette thèse est de caractériser la variabilité spatio-temporelle des propriétés des sédiments cohésifs déposés dans les lits de rivières à graviers, en particulier leur érodibilité (propriétés d'érosion : contraintes critiques et taux d'érosion), pour alimenter les modèles numériques à base physique et tester leur sensibilité à ces mesures in situ.

Deux sites d'étude à la fois représentatifs des rivières alpines et contrastés en termes de morphologies et de régimes hydro-sédimentaires ont été choisis : l'Isère en Combe de Savoie (Zone Atelier du Bassin du Rhône) et le Galabre (Observatoire Draix-Bléone). Une première analyse de sensibilité numérique de l'évolution des stocks de sédiments cohésifs présents à la surface des bancs à la paramétrisation du dépôt et de l'érosion des sédiments cohésifs a été réalisée sur l'Isère avec le modèle hydro-sédimentaire 2D TELEMAC-SISYPHE. Les résultats montrent une sensibilité forte des propriétés d'érosion et de dépôt mais différente selon les conditions initiales et limites testées. La sensibilité aux propriétés d'érosion devient particulièrement importante lorsque le stock initial de sédiments cohésifs présents à la surface des bancs de graviers est important. Dix campagnes de mesures in situ ont été menées pour caractériser la variabilité spatio-temporelle de l'érodibilité des dépôts de sédiments fins à l'aide de deux érodimètres : le CSM et l'EROMES. Les variabilités spatiale et temporelle de l'érodibilité sont prononcées sur les deux sites d'étude. La variabilité spatiale est contrôlée par l'humidité, la position et l'altitude des dépôts. Les dépôts marginaux, dont les gammes d'humidité sont moyennes, sont plus résistants que les dépôts en eau ou surfaciques. La variabilité temporelle est due à la nature variable des sédiments déposés dans le temps suite aux apports et exports des crues et à la consolidation des dépôts. Un modèle hydro-sédimentaire 2D TELEMAC-GAIA a alors été construit sur le Galabre pour investiguer la sensibilité des masses érodées modélisées à la variabilité spatiale de l'érodibilité des sédiments cohésifs. Dans le cas d'un jeu de données caractérisant l'érodibilité de manière exhaustive, cette sensibilité est modérée, mais avec une caractérisation incomplète, les résultats sont à considérer avec précaution. Les résultats montrent également qu'utiliser une valeur unique des paramètres d'érodibilité sur le domaine peut suffire pour modéliser les masses totales érodées sur le tronçon, mais sans assurer que les évolutions locales des différentes zones de dépôts soient correctes.

L'ensemble des mesures réalisées ainsi que les analyses de sensibilité numérique permettent d'aboutir à des recommandations de mesures pour capturer correctement la variabilité spatiale et temporelle des propriétés d'érosion pour la paramétrisation de l'érodibilité dans les modèles numériques.

# Abstract

The presence of large quantities of fine sediments transported in rivers shows important socio-economic and environmental issues in terms of pollution, water quality and hydropower plants safety and management. In mountain rivers, these fine particles transported in suspension can be temporarily stored at the surface of gravel bars. During natural or artificial (dam flushing) hydraulic events, the deposits can increase by sedimentation of fine particles arriving from upstream. The deposits can also undergo erosion and contribute significantly to the flow of suspended matter. The understanding of deposit and re-entrainment phases of fine sediments stored in riverbeds and their main controlling factors remains a major challenge in sediment transport. The aim of this PhD thesis is to characterize the spatial and temporal variability of the properties of cohesive sediments deposited in gravel bed rivers. This thesis focuses on their erodibility (erosion parameters: critical shear stresses and erosion rates), in order to improve physically based numerical models and to test their sensitivity to in situ measurements.

To this end, two study sites representative of Alpine rivers and contrasting in terms of morphology and hydro-sedimentary regimes were chosen: the Isère in the Combe de Savoie (Rhône Basin Workshop Area) and the Galabre (Draix-Bléone Observatory). A first numerical sensitivity analysis of the evolution of cohesive sediment stocks at the surface of the bars to the parameterization of deposition and erosion of cohesive sediments was carried out on the Isère with the TELEMAC-SISYPHE 2D hydro-sedimentary model. The results show a strong sensitivity to the erosion and deposition properties but can be different depending on to the initial and boundary conditions. The sensitivity to the erodibility becomes particularly important when the initial stock of cohesive sediments is important. 10 in situ measurement campaigns were conducted to characterize the spatial and temporal variability of erodibility of fine sediment deposits using two erosion devices: the CSM and EROMES. Spatial and temporal variability of erodibility are pronounced at the two study sites. Spatial variability is controlled by the moisture, location, and elevation of deposits. Marginal deposits with medium moisture ranges are more resistant than deposits very close to the flow or superficial deposits. The temporal variability is due to the variable nature of the deposited sediments over time, caused by floods and the consolidation of the deposits. A TELEMAC-GAIA 2D hydro-sedimentary model was built on the Galabre to investigate the sensitivity of the eroded masses to the spatial variability of the erodibility. If the dataset characterizes exhaustively the erodibility, this sensitivity is moderate, but with an incomplete characterization of the variability, the results should be considered with caution. The results also show that using a single value of the erosion properties over the domain may be sufficient to model the total eroded masses over the reach, but without ensuring that the local evolutions of the deposit zones are correct.

All the measurements carried out as well as the numerical sensitivity results provided insights and lead to recommendations for a measurement protocol allowing to correctly assess the spatial and temporal variability of erosion properties for the parameterization of the numerical settings.

# Table des matières

---

Remerciements .....	1
Résumé .....	4
Abstract .....	5
Table des matières .....	6
Chapitre I Introduction générale .....	12
I.1 Enjeux environnementaux et opérationnels .....	12
I.2 Contexte scientifique.....	14
I.2.1 Dynamique sédimentaire et particularités des rivières à graviers.....	14
I.2.1.1 Processus d'érosion .....	14
I.2.1.2 Concept de connectivité sédimentaire .....	15
I.2.1.3 Relations d'hystérèse.....	17
I.2.1.4 Particularités des rivières à graviers .....	18
I.2.2 Processus physiques gouvernant le flux de sédiments fins en rivière .....	22
I.2.2.1 Mécanismes de transport .....	22
I.2.2.2 Lois et mécanismes gouvernant le dépôt des sédiments .....	23
I.2.2.3 Lois et mécanismes gouvernant l'érosion des sédiments .....	28
I.2.3 Modélisation numérique hydro-sédimentaire à base physique .....	31
I.2.3.1 Les modèles numériques .....	31
I.2.3.2 Modélisation numérique des processus sédimentaires .....	32
I.2.4 Mesures des flux et des propriétés d'érosion/dépôt des sédiments fins .....	36
I.2.4.1 Mesure des flux de sédiments fins .....	36
I.2.4.2 Mesure des variables caractéristiques du dépôt .....	37
I.2.4.3 Mesure des variables caractéristiques de l'érosion.....	39
I.3 Questions scientifiques et objectifs .....	44

Chapitre II Sites d'étude et dispositifs de mesure.....	46
II.1 Sites d'étude.....	46
II.1.1 L'Isère en Combe de Savoie.....	46
II.1.1.1 Introduction et enjeux .....	46
II.1.1.2 Stations de mesures et données.....	51
II.1.1.3 Hydrologie.....	52
II.1.1.4 Dynamique morphologique et transport sédimentaire.....	53
II.1.1.5 Chroniques et événements sur la période 2017-2021 .....	55
II.1.2 Le Galabre.....	57
II.1.2.1 Introduction et enjeux .....	57
II.1.2.2 Stations de mesures et données.....	59
II.1.2.3 Climat, précipitation et hydrologie .....	59
II.1.2.4 Dynamique morphologique et transport sédimentaire.....	61
II.1.2.5 Chroniques et événements sur la période 2018-2020 .....	61
II.2 Appareils de mesure de l'érodibilité et calibrations .....	64
II.2.1 Cahier des charges et sélection des appareils de mesure.....	64
II.2.2 Principe de mesure, protocole et données brutes des 3 érodimètres sélectionnés .....	66
II.2.2.1 L'ERODIMETRE de l'Université de Caen.....	66
II.2.2.2 EROsion MEasurement System (EROMES) .....	68
II.2.2.3 Cohesive Strength-Meter (CSM) .....	71
II.2.3 Calibration des appareils en laboratoire .....	73
II.2.3.1 Calibrations en concentrations des transmissions optiques pour le CSM et des turbidités pour l'EROMES et l'ERODIMETRE .....	73
II.2.3.2 Calibration des contraintes.....	75
II.2.4 Post-traitement et variables extraites des signaux.....	78
II.2.4.1 Méthodes de traitement usuelles pour le CSM.....	79
II.2.4.2 Méthode de traitement des signaux dans le cadre de la loi d'Ariathurai-Partheniades .	80
II.2.5 Mesures complémentaires des propriétés des sédiments fins sur le terrain et en laboratoire	81
II.2.5.1 Epaisseur, Humidité volumique, résistance au cisaillement et à la compression .....	81
II.2.5.2 Distributions granulométriques.....	82
II.3 Conclusion et synthèse des données acquises.....	82
Chapitre III Sensibilité de la modélisation hydro-sédimentaire en rivière de montagne aux caractéristiques des sédiments cohésifs.....	84
III.1 Introduction.....	84
III.2 Présentation de la plateforme de modélisation .....	85
III.2.1 Open TELEMAC et ses modules.....	85

III.2.2 Modélisation hydrodynamique TELEMAC-2D .....	85
III.2.3 Modélisation sédimentaire GAIA ou SISYPHE .....	87
III.2.4 Couplage hydro-sédimentaire .....	87
III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs.....	88
III.3.1 Présentation du modèle de l'Isère en Combe de Savoie .....	88
III.3.1.1 Paramétrage du modèle .....	88
III.3.1.2 Calibration de l'hydrodynamique .....	91
III.3.2 Sensibilité du modèle numérique aux variables des sédiments cohésifs lors d'épisodes à flux de MES importants.....	92
III.3.2.1 Abstract.....	93
III.3.2.2 Introduction .....	93
III.3.2.3 Material and methods .....	94
III.3.2.4 Results and discussion .....	98
III.3.2.5 Conclusions .....	101
III.3.3 Sensibilité du modèle numérique aux variables des sédiments cohésifs pour des conditions initiales et limites contrastées.....	102
III.3.3.1 Événement sélectionné et conditions initiales retenues.....	102
III.3.3.2 Résultats et discussion .....	107
III.3.3.3 Conclusions .....	110
III.4 Conclusions sur la sensibilité des volumes de dépôts modélisés aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs.....	110
Chapitre IV Variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des sédiments cohésifs sur les deux sites d'étude .....	112
IV.1 Introduction .....	112
IV.2 Variabilité spatiale de l'érodibilité .....	113
IV.2.1 Abstract .....	113
IV.2.2 Introduction .....	113
IV.2.3 Study sites and methods .....	116
IV.2.3.1 Study sites and monitoring areas .....	116
IV.2.3.1 Field sampling and measurements.....	117
IV.2.3.2 Data processing: extraction of critical jet pressure and suspension index from CSM measurements .....	120
IV.2.4 Results and discussion.....	120
IV.2.4.1 Runoff events prior to monitoring campaigns.....	120
IV.2.4.2 Grain size measurements and sediment type .....	122
IV.2.4.3 Spatial organization of deposited sediment erodibility.....	124

IV.2.4.4 Relationship between erosion measurements and sediment properties .....	129
IV.2.4.5 Specific features of the erodibility in gravel bed rivers .....	131
IV.2.5 Conclusions .....	132
IV.3 Variabilité temporelle de l'érodibilité .....	133
IV.3.1 Description de la variabilité temporelle sur l'Isère et sur le Galabre .....	133
IV.3.2 Facteurs explicatifs de la variabilité temporelle de l'érodibilité .....	135
IV.3.2.1 Nature des sédiments .....	135
IV.3.2.1 Consolidation des sédiments .....	140
IV.3.2.2 Activité biologique .....	142
IV.3.3 Conclusions sur la variabilité temporelle .....	143
IV.4 Conclusion .....	143
Chapitre V Intérêt des mesures spatialisées de l'érodibilité pour la modélisation numérique : application sur le site du Galabre .....	144
V.1 Introduction .....	144
V.2 Matériel et méthodes .....	145
V.2.1 Modélisation numérique d'un tronçon du Galabre .....	145
V.2.1.1 Construction d'un modèle T2D-GAIA sur le tronçon du Galabre .....	145
V.2.1.2 Sensibilité hydrodynamique au maillage .....	147
V.2.1.3 Calibration du coefficient de frottement .....	149
V.2.2 Paramétrage sédimentaire du modèle et scénarii simulés .....	151
V.2.2.1 Génération de l'état initial à partir des mesures .....	151
V.2.2.2 Scénarii de modélisation .....	155
V.2.2.3 Evaluation du modèle .....	159
V.3 Résultats et discussion .....	159
V.3.1 Caractérisation exhaustive de la variabilité de l'érodibilité .....	159
V.3.1.1 Comment la variabilité spatiale des descripteurs de l'érosion impacte-t-elle les masses érodées modélisées ? .....	159
V.3.1.2 Quel est l'intérêt de distinguer la variabilité inter-zones des descripteurs de l'érosion dans les modélisations plutôt que d'attribuer une valeur unique sur l'ensemble du domaine ? .....	162
V.3.2 Caractérisation incomplète de la variabilité de l'érodibilité .....	166
V.3.2.1 Comment la variabilité spatiale des descripteurs de l'érosion impacte-t-elle les masses érodées modélisées ? .....	166
V.3.2.2 Quel est l'intérêt de distinguer la variabilité inter-zones des descripteurs de l'érosion dans les modélisations plutôt que d'attribuer une valeur unique sur l'ensemble du domaine ? .....	167
V.3.3 Discussion .....	169
V.3.3.1 Dynamique sédimentaire des zones de dépôt .....	169

V.3.3.2 Influence des conditions limites .....	171
V.3.3.3 Part de la masse érodée par rapport au flux transitant depuis l'amont .....	171
V.4 Conclusion .....	172
Chapitre VI Vers une estimation robuste des propriétés d'érosion des dépôts fins en rivière pour la modélisation numérique .....	173
VI.1 Introduction .....	173
VI.2 Choix de l'appareil de mesure.....	174
VI.2.1 Inter-comparaison du scissomètre, du pénétromètre, de l'EROMES et du CSM .....	174
VI.2.1.1 Scissomètre et pénétromètre.....	174
VI.2.1.1 Erodimètres et scissomètre .....	175
VI.2.1.2 EROMES et CSM.....	176
VI.2.2 Inter-comparaison des trois érodimètres : CSM, EROMES et ERODIMETRE .....	178
VI.2.2.1 Campagne de mesure d'avril 2021 sur l'Isère .....	178
VI.2.2.2 Résultats .....	180
VI.2.3 Synthèse sur la comparaison des trois appareils .....	182
VI.2.3.1 Nature des sollicitations hydrodynamiques et mécaniques .....	183
VI.2.3.2 Echelles spatiales .....	183
VI.2.3.3 Protocole de mesure des appareils .....	186
VI.2.4 Conclusion sur le choix du dispositif de mesure .....	187
VI.3 Choix des positions et du nombre de mesures .....	188
VI.3.1 Choix des positions des mesures .....	188
VI.3.1.1 Recommandations basées sur les mesures.....	188
VI.3.1.2 Recommandations basées les résultats numériques .....	189
VI.3.2 Choix du nombre de mesures .....	190
VI.3.2.1 Méthodologie .....	190
VI.3.2.2 Résultats et discussion sur le choix du nombre de mesures .....	191
VI.3.3 Conclusions sur le choix des positions et du nombre de mesures.....	194
VI.4 Choix de la période de mesure .....	195
VI.5 Mesures complémentaires.....	196
VI.6 Conclusion .....	197
Chapitre VII Conclusions générales et perspectives.....	198
VII.1 Conclusions .....	198
VII.1.1 Caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des sédiments fins dans les rivières à graviers .....	198
VII.1.2 Sensibilité des sorties numériques aux propriétés des sédiments cohésifs .....	199



VII.1.2.1 Sensibilité générale.....	199
VII.1.2.2 Sensibilité à la variabilité spatiale de l'érodibilité .....	199
VII.1.3 Recommandations pour la caractérisation de l'érodibilité in situ pour la modélisation numérique .....	200
VII.2 Perspectives .....	201
VII.2.1 Mesure de l'érodibilité dans les rivières à graviers.....	201
VII.2.2 Modélisation numérique hydro-sédimentaire.....	202
VII.2.3 Intégration dans un cadre plus général pour la compréhension des flux de sédiments fins dans les rivières alpines .....	202
Références.....	204
Principales notations .....	224
Liste des abréviations et acronymes .....	226

# Chapitre I Introduction générale

---

## I.1 ENJEUX ENVIRONNEMENTAUX ET OPERATIONNELS

L'érosion hydrique des sols et le transport de particules fines vers l'aval sont des processus déterminants du fonctionnement de la zone critique : la fine couche de l'écorce terrestre qui englobe la basse atmosphère, la zone non saturée des sols, les nappes d'eau souterraines et les roches altérées (Guo et Lin, 2016). L'excès d'érosion et d'export de particules fines de leur zone de production dans les bassins versants vers le système fluvial et jusqu'à l'océan est à l'origine de nombreuses problématiques.

Au niveau des bassins versants (BV), la perte de sols et par conséquent la perte de nutriments et de terres fertiles associée réduit les rendements agricoles et pose des problèmes de sécurité alimentaire à l'échelle mondiale (Panagos et al., 2015; Pimentel et al., 1995). Le transfert des particules érodées est également associé à des enjeux importants à l'aval des bassins versants producteurs. A travers le transport sédimentaire, la matière est redistribuée à l'échelle globale du réseau hydrographique. Les nutriments fixés sur les particules fines sont redistribués, mais également des matières polluantes ou toxiques comme les PCB ou des métaux lourds (Estrany et al., 2011; Owens et al., 2005; Walling et al., 2003). Leur présence en quantités importantes dans l'écoulement contribue à la pollution des cours d'eau. Les contaminants peuvent également être toxiques pour les poissons et autres organismes aquatiques (Mathers et al., 2017; Tritthart et al., 2019). Par ailleurs, l'excès en nutriments (e.g. carbone, azote, phosphore) peut conduire à l'eutrophisation des eaux.

L'ensemble de ces enjeux et problématiques impactent la qualité des milieux aquatiques et donc la vie humaine ainsi que celle de tous les êtres vivants. Mais les transferts sédimentaires sont également affectés par les activités humaines au sein de la zone critique. La plupart des rivières à travers le monde ont en effet subi des aménagements : pour des raisons de sécurité, les cours d'eau ont été endigués ; pour une utilisation dans l'industrie, des sédiments du lit des rivières ont été prélevés ; pour la production d'hydro-électricité et pour l'irrigation, des barrages ont été construits. Tous ces éléments ont affecté le fonctionnement et les formes naturelles des cours d'eau.

## I.1 Enjeux environnementaux et opérationnels

Les rivières à graviers, en particulier les rivières alpines, situées en aval de bassins versants montagneux producteurs de sédiments fins, sont sujettes à des flux importants (Milliman et Syvitski, 1992; Vanmaercke et al., 2011). Cela est dû en particulier aux fortes pentes associées et à des zones actives en érosion pouvant être très connectées au réseau hydrographique. Pendant les crues naturelles (dus à des épisodes de pluies ou de fontes) ou pendant certaines opérations sur les barrages (ouverture volontaire des vannes des barrages par les gestionnaires), les flux de sédiments fins dans ces rivières peuvent être élevés et transportés de manière très intermittente. Mano et al. (2009) ont montré que 40 à 80 % des flux annuels passent en seulement 2 % du temps dans 4 bassins versants alpins (l'Asse, la Bléone, la Romanche et le Ferrand). Même si les particules fines sont majoritairement transportées en suspension, elles peuvent subir des phases de sédimentation lors de décrues dans certaines zones des rivières (Antoine, 2013; Jodeau, 2007; Misset et al., 2021), générant ainsi des colmatages des lits de rivière ou des dépôts importants sur les bancs de graviers (Figure I.1). Les particules fines déposées peuvent ensuite être érodées lors de crues suivantes et se mélanger au flux de particules récemment érodées sur les versants pour constituer une suspension composée de particules d'origines et d'âges variés. Si les particules déposées ne sont pas reprises par l'écoulement, elles peuvent avoir un impact à moyen ou long terme sur la morphologie de la rivière, en stabilisant le lit de la rivière et en favorisant le développement de la végétation (Figure I.1 b).

a)



b)



Figure I.1 : Illustrations de dépôts de sédiments fins dans les rivières à graviers : (a) colmatage du lit de l'Arc (Source : Misset, 2020) et (b) dépôts de sédiments fins et développement de la végétation sur un banc de graviers sur l'Isère en Combe de Savoie.

Les sédiments fins peuvent également se déposer en amont des aménagements hydroélectriques. A l'échelle mondiale, il est estimé que le remplissage des retenues par les sédiments (fins et grossiers) réduit la capacité des réservoirs de l'ordre de 1 % par an (Kondolf et al., 2014). L'envasement continu des ouvrages pose également des problèmes de sûreté et de sécurité (colmatage des vannes de fond, rehausse des lignes d'eau en crue). Afin de limiter ces effets, plusieurs méthodes sont appliquées par les exploitants des ouvrages. Des curages des réservoirs peuvent être effectués et les matériaux récupérés sont rejetés à l'aval ou alors valorisés (en agriculture, dans le secteur des bâtiments ou en travaux publics par exemple). Une autre solution consiste à réaliser des chasses de barrages. Cette technique consiste à rendre transparent l'ouvrage en ouvrant les vannes pendant un certain temps pour entraîner l'érosion des sédiments stockés dans la retenue vers l'aval (Antoine et al., 2020; Petticrew et al., 2007; Tena et al., 2013).

Tous ces enjeux, la compréhension des processus associés et la recherche de solutions montrent que l'étude de la dynamique de transport, d'érosion et de dépôt constitue aujourd'hui un domaine de recherche pour une bonne compréhension des flux de sédiments et une gestion durable des cours d'eau. En particulier, le projet porté par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) « Deposition and Erosion in Alpine Rivers » (DEAR, 2019-2023), dont ce travail de thèse fait partie, vise à étudier la dynamique d'érosion et de dépôt des sédiments fins dans ces environnements. Le projet DEAR, collaboration entre l'Institut National de la Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement (INRAE), l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) et Electricité de France (EDF), combine des mesures sur le terrain, des expériences de laboratoire ainsi que de la modélisation numérique pour i) caractériser les propriétés d'érosion et de dépôts, ii) identifier les échanges de sédiments entre l'écoulement et le lit des rivières, iii) comprendre la variabilité spatio-temporelle des flux de sédiments fins et iv) quantifier l'effet des forçages (morphologie, hydrologie, disponibilité de sédiments et végétation) sur la dynamique des sédiments fins. Trois échelles de travail sont fixées : l'échelle métrique des dépôts, l'échelle du tronçon et l'échelle de la rivière. Le projet vise à aboutir à des recommandations de gestion des rivières alpines.

## I.2 CONTEXTE SCIENTIFIQUE

### *I.2.1 DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET PARTICULARITES DES RIVIERES A GRAVIERS*

#### *I.2.1.1 Processus d'érosion*

L'érosion couvre l'ensemble des processus de détachement de particules de sol ou de roches de leur assemblage d'origine et de transport par un agent naturel, tel que l'eau et le vent. Les sédiments érodés sont transportés à l'aval jusqu'à leur dépôt. Parmi les agents d'érosion (Osman, 2014), le transport par l'eau présente de nombreux enjeux dans les régions à climats tempérés, méditerranéens et tropicaux. Nous nous focaliserons alors par la suite sur l'érosion hydrique.

Sur les versants, plusieurs processus d'initiation de l'érosion peuvent être distingués, allant du détachement de particules de sol par les gouttes de pluie (« splash erosion ») à la formation de rigoles et ravines plus ou moins denses et profondes (Osman, 2014). Les particules sont ensuite transportées par le ruissellement diffus ou concentré. Suivant la capacité de transport du ruissellement, les particules peuvent sédimenter ou rejoindre le réseau hydrographique.

Dans la suite du manuscrit, le terme de sédiments sera utilisé pour désigner les particules au sens large sans distinction entre des particules transportées en suspension issues de l'érosion primaire sur les versants (i.e. n'ayant jamais subi de phase de sédimentation) et des particules déposées à la surface des versants ou des lits de rivières. Trois classes de sédiments sont distinguées :

- Sédiments grossiers : graviers, blocs ou roches dont la taille est supérieure à 2 mm ;
- Sédiments fins dont :

## 1.2 Contexte scientifique

- Sables : sables grossiers (taille comprise entre 0.5 et 2 mm) et sables fins (taille comprise entre 63  $\mu\text{m}$  et 0.5 mm) ;
- Sédiments cohésifs : limons (taille comprise entre 4 et 63  $\mu\text{m}$ ) et argiles (taille inférieure à 4  $\mu\text{m}$ ).

Dans l'écoulement (ruissellement ou rivière), deux modes de transport de sédiments peuvent être distingués : le charriage (« bedload ») et la suspension (« suspended load ») (Figure 1.2). Les particules grossières (roches, agrégats et sables grossiers) constituant le lit des rivières sont transportées par l'écoulement tout en restant proche du fond. Les mécanismes du charriage sont la traction, le roulement ou la saltation. Les particules les plus fines (sables fins, limons et argiles) sont maintenues en suspension par la turbulence de l'écoulement lors de leur transport.

Les sédiments cohésifs sont souvent considérés comme le « washload » dans le système fluvial (Einstein et al., 1940), c'est-à-dire qu'ils sont transférés vers les exutoires sans phases de dépôt dans les rivières. Dans les estuaires ou dans les canaux d'irrigation, les vitesses de l'écoulement sont globalement plus faibles et les sédiments fins se déposent de manière massive. Néanmoins, des études plus récentes ont montré que même les sédiments les plus fins peuvent interagir avec le lit des rivières à graviers plus pentues que les estuaires, remettant en question le principe de « washload » dans ces environnements. En effet, à travers des observations ou des mesures (Meunier et al., 2006; Misset et al., 2021; Turowski et al., 2010) et des bilans de flux de matières en suspension (MES) (Guillon et al., 2018; Marteau et al., 2018; Navratil et al., 2010, 2012), les études ont identifié des preuves de stockage (temporaire) de sédiments cohésifs dans le lit de ces rivières. Les sédiments ainsi stockés dans le lit des rivières sont des sédiments fins composés d'une mixture de sédiments cohésifs et de sables.

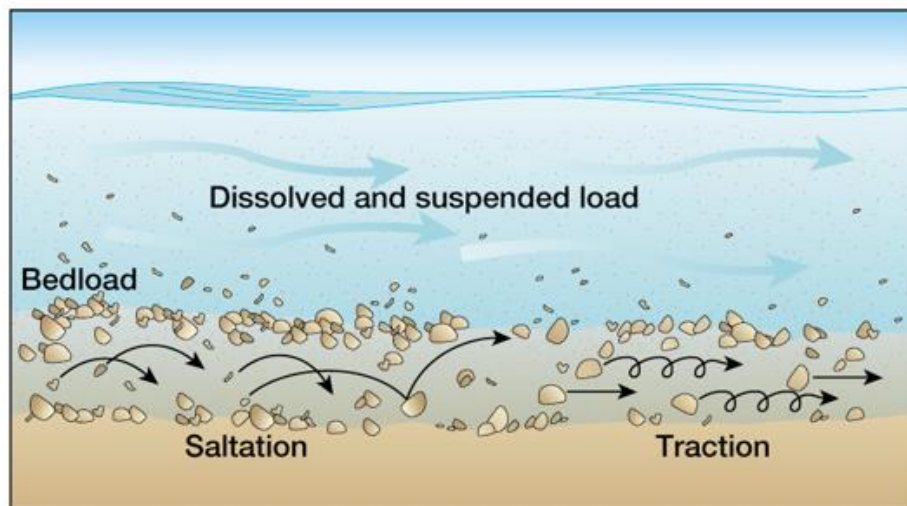


Figure 1.2 : Schéma des différents modes de transports des sédiments dans l'écoulement. Source : <https://www.geologyin.com/2016/01/how-do-streams-transport-and-deposit.html>.

### 1.2.1.2 Concept de connectivité sédimentaire

Le concept de connectivité sédimentaire date des années 1950 et a été au cœur de nombreuses recherches ayant pour but de quantifier la variabilité temporelle et spatiale des flux de sédiments (Bracken et al., 2015; Parsons et al., 2015; Wainwright et al., 2011). Il désigne le potentiel de transport d'une

particule des zones sources jusqu'aux exutoires. Seule une petite fraction des sédiments détachés sur les versants se retrouve finalement transportée jusqu'aux exutoires des grands bassins versants. Walling (1983) définit ainsi des ratios d'export de sédiments (« sediment delivery ratio ») pour exprimer ce rapport entre les flux nets transitants aux exutoires et les flux totaux de particules détachées et mises en mouvement sur l'ensemble du BV. Pour expliquer ces ratios souvent très bas dus à des processus de redistribution et de stockage des particules à l'intérieur des bassins versants, la communauté des hydro-géo-morphologues s'est emparée du concept de connectivité. Fryirs (2013) a proposé un modèle conceptuel décrivant les objets et processus impliqués dans la (dis)-connectivité sédimentaire. Dans cette représentation conceptuelle, le BV est modélisé par des liaisons entre les sources et les exutoires ainsi que des barrières au transport de sédiments à différentes échelles spatiales et temporelles (Figure I.3). Ces barrières peuvent être naturelles ou anthropiques. Les liens entre les différentes parties du système fluvial sont visualisés comme des interrupteurs qui représentent ces barrières à l'écoulement, et qui peuvent être ouverts ou fermés selon les conditions de connectivité.

La connectivité hydro-sédimentaire peut être soit structurelle soit fonctionnelle. On parle de connectivité structurelle (Wainwright et al., 2011) pour décrire toutes les caractéristiques inhérentes au BV et à son réseau hydrographique, à savoir les pentes, la distributions spatiale des sources dans le BV ou la présence de discontinuités sur les versants (haies, talus, fossés, drains) ou dans le réseau hydrographique (seuils, barrages). Mais la connectivité d'un BV dépend également des processus ou des forçages hydrométéorologiques qui relient les zones sources aux exutoires. On parle alors de connectivité fonctionnelle (Wainwright et al., 2011) ou de « process-based connectivity » (Bracken et al., 2013). La magnitude des événements influence donc la connectivité du BV : plus un événement est extrême, plus les sédiments transportés par l'écoulement seront capables de franchir une barrière et plus le flux exporté de sédiments sera important (Figure I.3). Selon ce concept, la surface effective du BV qui contribue au flux hydro-sédimentaire global à l'exutoire augmente alors avec la magnitude de l'événement. Un autre facteur influençant la connectivité du BV est la variabilité spatiale et temporelle de la pluie. Plusieurs études ont montré que la réponse hydro-sédimentaire du BV est variable selon, non seulement l'intensité et la durée de la pluie, mais aussi de la variabilité spatiale de l'épisode pluvieux (Adams et al., 2012; Anggraheni et al., 2018; Emmanuel et al., 2017; Lobligois et al., 2014; Seo et al., 2012; Smith et al., 2004; Uber, 2020).

Des indicateurs de connectivité ont été proposés pour passer de l'approche conceptuelle à une approche plus quantitative (Heckmann et al., 2018). On peut citer par exemple l'indicateur de connectivité (IC) proposé par Borselli et al. (2008). Le concept de connectivité a également été appliqué dans la modélisation hydrologique dans le but de mieux reproduire la variabilité des flux sédimentaires par les modèles (Cossart et al., 2018; Le Roux et al., 2013; Masselink et al., 2016; Medeiros et al., 2010). Par exemple, Masselink et al. (2016) utilisent des indicateurs de végétation et de précipitation pour paramétrer la connectivité. Medeiros et al. (2010) ont expliqué des réponses non linéaires en modélisation par des variations spatiales et temporelles de la connectivité sédimentaire.

Cependant, la connectivité sédimentaire reste à ce jour un concept complexe, influencé par de nombreux paramètres et variables selon les échelles spatiales et temporelles considérées, et donc difficile à quantifier (Keesstra et al., 2018). Néanmoins, les méthodes de traçage sédimentaire développées pour identifier les sources des sédiments et quantifier leurs contributions aux flux totaux à l'aval permettent d'apporter des éléments de mesure de la connectivité spatiale et temporelle d'un BV (Collins et Walling, 2006; Navratil et al., 2012; Uber et al., 2019).

## I.2 Contexte scientifique

Ainsi, les particules fines érodées sur les versants sont transportées vers les rivières puis les estuaires sur des échelles temporelles s'étalant de l'heure à plusieurs millénaires. Au-delà du temps de transport en suspension, les particules subissent de nombreuses phases de stockage, que ce soit sur les versants ou dans les différents types de rivières. Les rivières à graviers sont notamment des zones de transitions entre les zones sources de sédiments sur les versants et les rivières de plaines ou les estuaires en aval du système fluvial. Cependant les dynamiques de stockage et de reprise des particules fines dans les rivières à gravier sont mal connues (Misset et al., 2021).

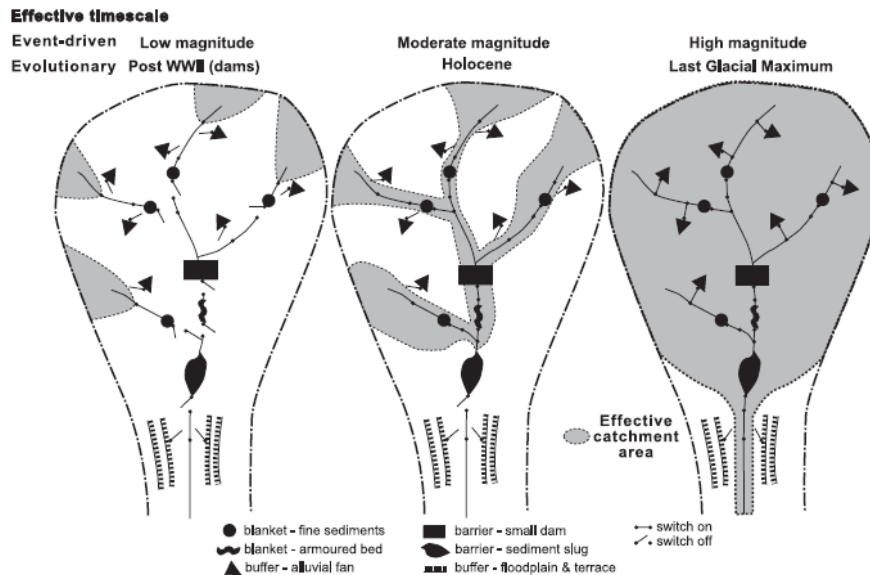


Figure I.3 : Représentation du système fluvial par le modèle conceptuel de connectivité de Fryirs (2013). Les barrières au transport sédimentaire (« Blanket », « barrier » ou « buffer ») sont représentées par des symboles noirs. Le degré de connectivité est représenté par des interrupteurs ouverts ou fermés selon la magnitude de l'événement. La surface effective des bassins versants, représentée en gris, augmente avec la connectivité.

### I.2.1.3 Relations d'hystérèse

Le transport des particules en suspension est souvent analysé à partir des relations entre débits et concentrations (ou diagramme  $Q - SSC$ ), appelées relations d'hystérèses. Ces relations sont très variables selon les sites d'études et les différents événements au sein d'un même site d'étude. A l'échelle d'un événement hydrologique, la relation  $Q - SSC$  forme une boucle d'hystérèse qui traduit le déphasage entre le sédigramme et l'hydrogramme. Une classification des formes d'hystérèses, des principaux facteurs d'influence et de leur quantification est proposée dans la synthèse bibliographique de Malutta et al. (2020). On distingue quatre principales formes d'hystérèses (Figure I.4) interprétées le plus souvent selon des sources distinctes de sédiments (Navratil et al., 2012; Park et Hunt, 2017; Yang et Lee, 2018). L'hystérèse horaire peut s'expliquer par des sources de sédiments proches de la station de mesure (par exemple issues de versants érodés très bien connectés à la rivière ou de stocks de sédiments présents dans le lit de la rivière) alors que l'hystérèse anti-horaire peut traduire au contraire des sources distantes de sédiments (par exemple issues de zones érodées à l'amont d'un BV ou sur des versants mal connectés à la rivière). Un événement où le sédigramme est en phase avec l'hydrogramme forme une ligne droite sans hystérèse. Des formes d'hystérèses plus complexes (comme celles en forme de huit) sont plus

difficiles à interpréter puisqu'elles résultent d'une combinaison de processus hydro-sédimentaires. L'analyse des hystérèses est une étape cruciale dans la compréhension du flux de sédiments par suspension. Dans une étude réalisée sur 10 rivières à graviers dans les Alpes, (Misset et al., 2019a) a mis en évidence un lien entre les caractéristiques géomorphologiques des BV (indice caractérisant l'importance relative des sources de versant par rapport aux capacités de stockage des rivières) et les relations d'hystérèses observées aux exutoires.

### *1.2.1.4 Particularités des rivières à graviers*

Dans ce manuscrit, nous allons nous intéresser aux rivières à graviers (dénommées également rivières alluviales ou rivières de montagne par la suite) dont le lit est composé de galets. Du fait de leurs larges bandes actives et de la grande étendue granulométrique de leurs lits, les rivières à graviers possèdent une capacité importante de stockage des sédiments fins (Collins et Walling, 2007; Navratil et al., 2010; Petticrew et al., 2007). Le stockage temporaire dans le lit des rivières à graviers est accentué par l'intermittence des crues dans ces cours d'eau, résultant de la variabilité du forçage atmosphérique (neige, pluie et température). Les quantités de sédiments fins stockés dans le lit des rivières de montagne sont donc très variables. D'après Misset et al. (2021), les stocks de sédiments cohésifs varient de 1 % à 64 % du flux annuel de MES selon les rivières alpines considérées. D'autres études ont montré que ce stock est également très variable dans le temps et qu'il est parfois du même ordre de grandeur que les flux annuels (Collins et Walling, 2007; Marttila et Kløve, 2014). Deux types de stocks de sédiments fins peuvent être distingués dans ces rivières (Figure I.5) : les sédiments fins stockés en surface sur les bancs (déposés sur le lit des graviers) et ceux présents en subsurface sous les graviers.

#### **1.2.1.4.1 Dynamique du stock de subsurface**

Le stock de subsurface est le stock de sédiments fins situés dans les interstices des graviers et galets composant le lit de la rivière (Figure I.5 b). De nombreuses études se sont penchées sur la dynamique de remobilisation de ce stock (Meunier et al., 2006; Misset et al., 2019b; Park et Hunt, 2017; Turowski et al., 2010). Les approches conceptuelles proposées par Park et Hunt (2017) et Misset et al. (2019b) sont basées sur un large spectre de rivières à graviers et mettent en évidence un lien entre la remobilisation du stock de subsurface et le charriage. Park et Hunt (2017) ont proposé un modèle (Figure I.6 a) où, lors des périodes d'étiage (1), les sédiments fins s'infiltrent dans les interstices des graviers (Mathers et al., 2019) tant que le débit de la rivière reste faible. Ensuite, pendant une crue morphogène, lors de la phase ascendante du débit (2), les éléments grossiers qui constituent la matrice sont mobilisés et les sédiments fins initialement piégés sont eux aussi exportés du lit de la rivière par le mouvement des sédiments grossiers. Au pic de crue (3), tout le stock de sédiments fins a alors été exporté. Enfin, lors de la phase de récession (4), peu de sédiments fins sont piégés dans les pores des sédiments grossiers et ce cycle reprend à la phase (1). Les résultats de Misset et al. (2019b) confirment que lors d'événements morphogènes, les sédiments fins stockés dans les interstices ou sous la couche de graviers (« armor layer ») sont eux-mêmes remobilisés. A partir d'un débit critique correspondant au début du charriage, une rupture de pente est observée sur les flux en suspension en fonction du débit (Figure I.6 b). Ainsi, les sédiments fins de subsurface sont stockés tant que les débits de la rivière n'excèdent pas le débit critique de mise en mouvement des graviers. Cela suggère donc un temps de stockage ou de résidence plus important des sédiments fins de cette couche par rapport à celui des sédiments fins stockés en surface.



## I.2 Contexte scientifique

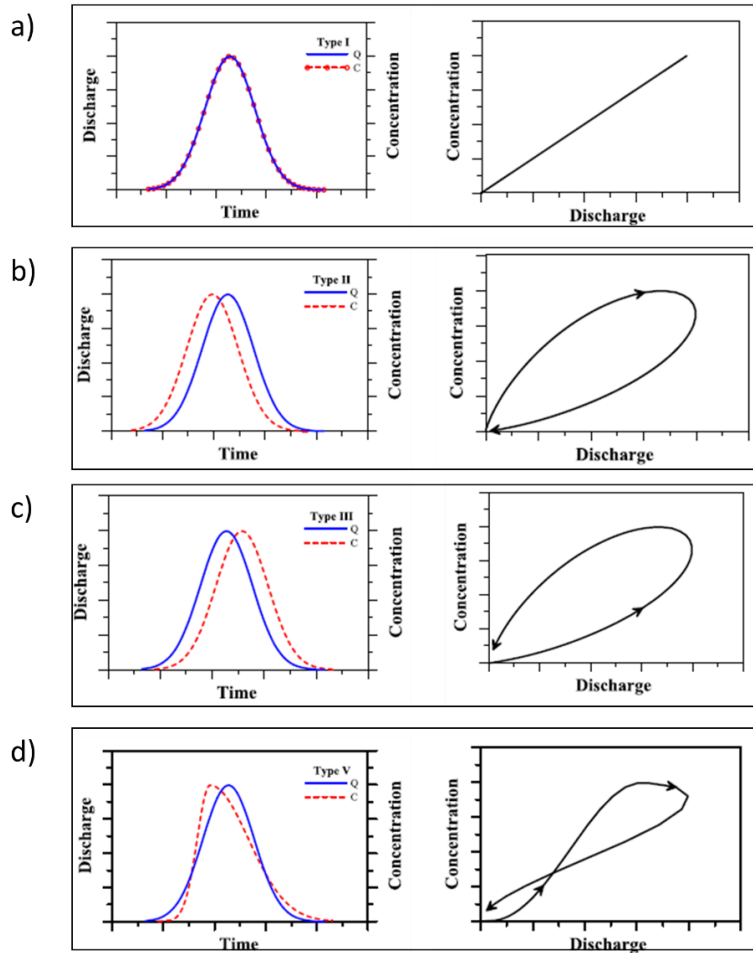


Figure 1.4 : Illustration de quatre types de boucles d'hystérèses : (a) linéaire, (b) sens horaire, (c) sens anti-horaire et (d) en forme de huit. Source : Yang et Lee (2018).

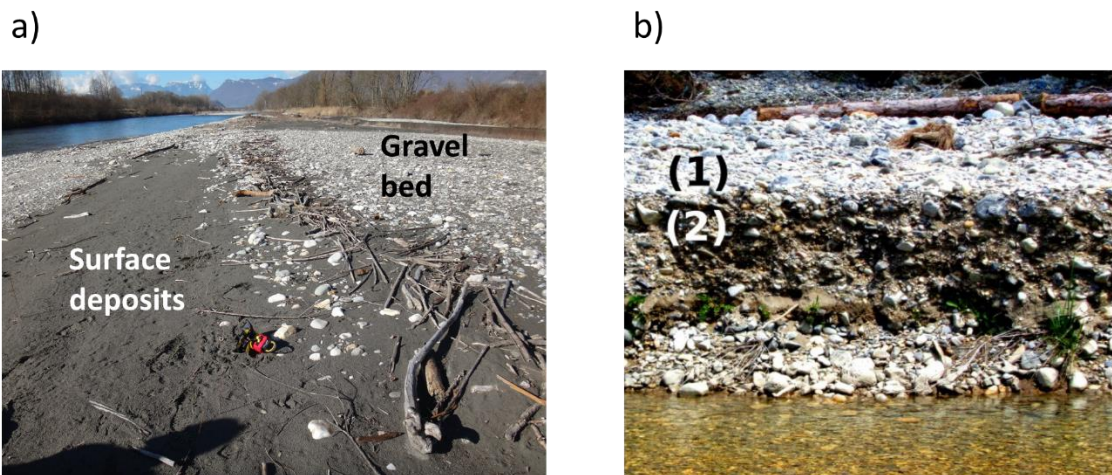


Figure 1.5 : Illustrations des stocks (a) de surface (observés sur l'Isère en mars 2019) et (b) de subsurface (observés sur l'Asse, source : Misset, 2020). Sur la figure (b) : (1) représente la surface d'un banc composée de graviers et (2) représente les dépôts de fines stockés en subsurface.

### I.2.1.4.2 Stock de surface

Les sédiments fins déposés en surface des bancs sont exposés rapidement à l'écoulement et à des contraintes hydrauliques importantes dès qu'une crue apparaît. Ils peuvent donc être ré-entraînés pendant des crues de faible à moyenne intensité sans qu'il n'y ait de charriage (Droppo et Stone, 1994). Le stock de surface évolue donc à une échelle temporelle plus courte (i.e. occurrence plus importante des événements de faible à moyenne intensité) que le stock de subsurface (i.e. à chaque événement morphogène). Quatre principaux types de dépôts (Figure I.7) composant ce stock de surface ont été identifiés par la littérature (Camenen et al., 2013b; Wood et Armitage, 1999) :

- **Les dépôts marginaux** : Ces dépôts sont présents dans les zones en marge du chenal principal où l'écoulement est ralenti. Il s'agit de dépôts sur les bancs de graviers dans les zones en contact avec l'écoulement. Les dépôts en queue de banc en font également partie. Selon Camenen et al. (2013b), il s'agit du type de dépôts le plus abondant, qui occupe plus de 50 % de la surface totale de sédiments fins observée sur leur site d'étude de l'Arc en Maurienne.
- **Les dépôts dans les chenaux (secondaires)** : Les chenaux secondaires constituent une entité morphologique partiellement connectée avec l'écoulement principal, typique des rivières à graviers. Dans certains chenaux secondaires, la pente du fond de la rivière est plus faible que dans le chenal principal. Ce changement de pente ralentit l'écoulement et favorise le dépôt de sédiments fins. Dans des conditions de débits faibles, le chenal secondaire n'est connecté que par l'aval créant ainsi une zone d'eau quasi stagnante propice aux dépôts de sédiments fins.
- **Les dépôts surfaciques** : Ces dépôts constituent la couche de sédiments fins observée sur la partie sommitale des bancs de graviers. Cette couche se trouve en eau seulement pendant des événements à haut débit. Ces dépôts occupent souvent des surfaces importantes mais possèdent des épaisseurs faibles.
- **Les dépôts par obstruction ou causés par la présence de végétation** : Ces dépôts sont dus aux zones de ralentissement de l'écoulement autour de végétation, de bois morts ou de macrophytes.

## I.2 Contexte scientifique

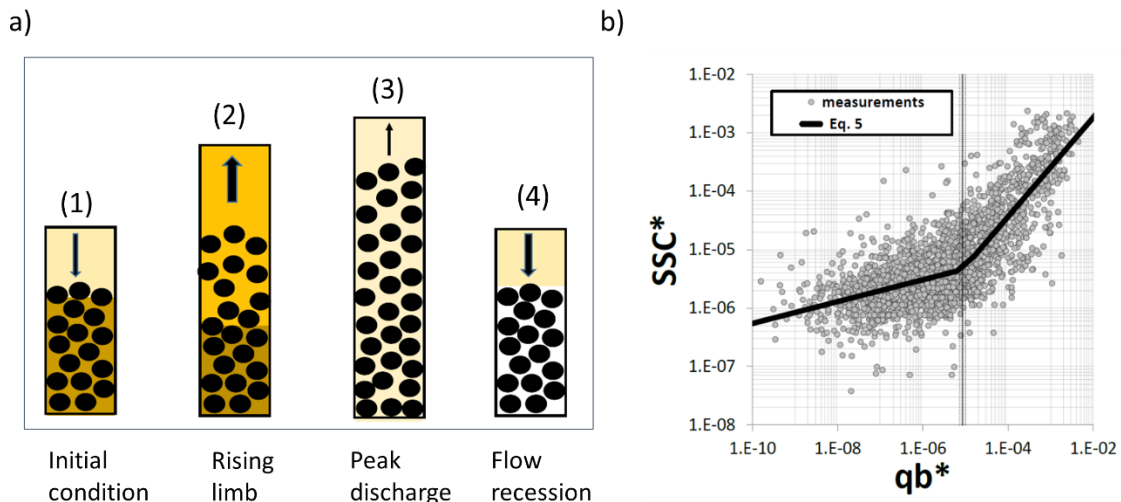


Figure 1.6 : Description du lien entre l'export de particules fines et le charriage dans les rivières à graviers selon (a) Park et Hunt (2017) et (b) Misset et al. (2019b). (a) Modèle conceptuel de Park et Hunt (2017) de remobilisation des sédiments fins stockés dans la matrice de graviers lors d'une crue morphogène : (1) Phase d'étiage avant une crue, (2) phase ascendante de la crue, (3) pic de crue et (4) phase descendante de la crue. (b) Mise en évidence d'une rupture de pente de MES en fonction du débit à partir d'un débit critique qui correspond à la mise en mouvement des graviers (Misset et al., 2019b).

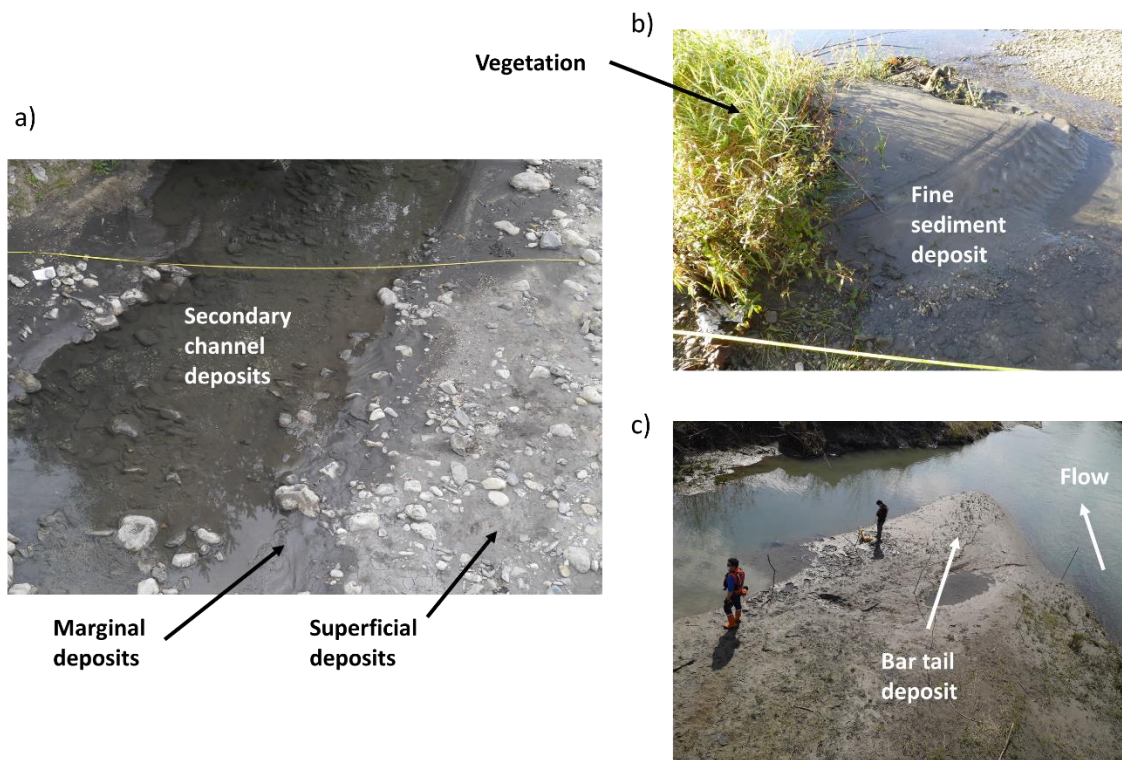


Figure 1.7 : Illustration des différents types de dépôts : (a) dépôts dans le chenal, dépôts marginaux et dépôts superficiels observés sur le Galabre en août 2019 ; (b) dépôts par obstruction de la végétation observés sur l'Isère en mars 2019 et (c) dépôts en queue de banc observés sur l'Isère en Avril 2021.

## 1.2.2 PROCESSUS PHYSIQUES GOUVERNANT LE FLUX DE SEDIMENTS FINS EN RIVIERE

### 1.2.2.1 Mécanismes de transport

Les sédiments fins sont transportés dans l'écoulement par advection-diffusion. L'advection est le phénomène de translation de la matière dans l'espace par l'effet de la vitesse de l'écoulement. Cette translation est imposée par un gradient hydraulique. La diffusion (moléculaire) traduit le mouvement des particules d'un milieu concentré à un milieu peu concentré : ce mouvement est donc imposé par un gradient de concentration. En général dans les rivières, le phénomène de diffusion est faible devant l'advection du fait de l'intensité de l'écoulement. La diffusion est importante dans les environnements où les vitesses sont faibles comme les lacs ou les retenues.

Le mécanisme de transport des particules en suspension résulte du rapport entre l'agitation turbulente qui maintient les particules et les forces gravitationnelles qui font chuter les particules. Cet équilibre est traduit par le nombre de Rouse ( $R_o$ ) :

$$R_o = \frac{w_s}{\kappa \cdot u^*} \quad (1-1)$$

où  $w_s$  est la vitesse de chute des particules en suspension [ $m \cdot s^{-1}$ ],  $\kappa$  est la constante de Von Karman [-] et  $u^*$  est la vitesse de cisaillement de l'écoulement [ $m \cdot s^{-1}$ ].

Pour un écoulement d'intensité équivalente, les particules les plus fines auront un nombre de Rouse plutôt faible et vont donc rester en suspension alors que les particules plus grossières vont se concentrer proche du fond. Par ailleurs, les particules les plus fines présentent des propriétés cohésives de floculation et d'agrégation (Maggi, 2005), complexifiant la dynamique au sein de l'écoulement (Figure I.8). Les particules primaires, formées d'argiles, sont mélangées au sein de l'écoulement par la turbulence et peuvent être amenées à se regrouper entre elles et former des particules agrégées. En même temps, ces particules se désagrègent continuellement sous l'action de la turbulence de l'écoulement, par collision et abrasion et forment des agrégats plus petits. Les agrégats les plus gros chutent plus vite et se déposent au fond plus rapidement. Les forces de cisaillement sont plus élevées au fond et une partie des particules déposées est donc ré-érodée par l'écoulement (Droppo, 2004). Un cycle continu d'érosion, d'agrégation, de désagrégation et de dépôt est ainsi mis en place. Ces processus ont été mis en évidence principalement dans les milieux estuariens influencés par la salinité (Droppo, 2004). Ils peuvent également avoir lieu dans les rivières, comme cela a été mis-en-évidence par Grangeon et al. (2014) à travers des expériences de laboratoire soulignant des processus de désagrégation lors de la phase de montée de la crue et d'agrégation lors de la décrue.

## I.2 Contexte scientifique

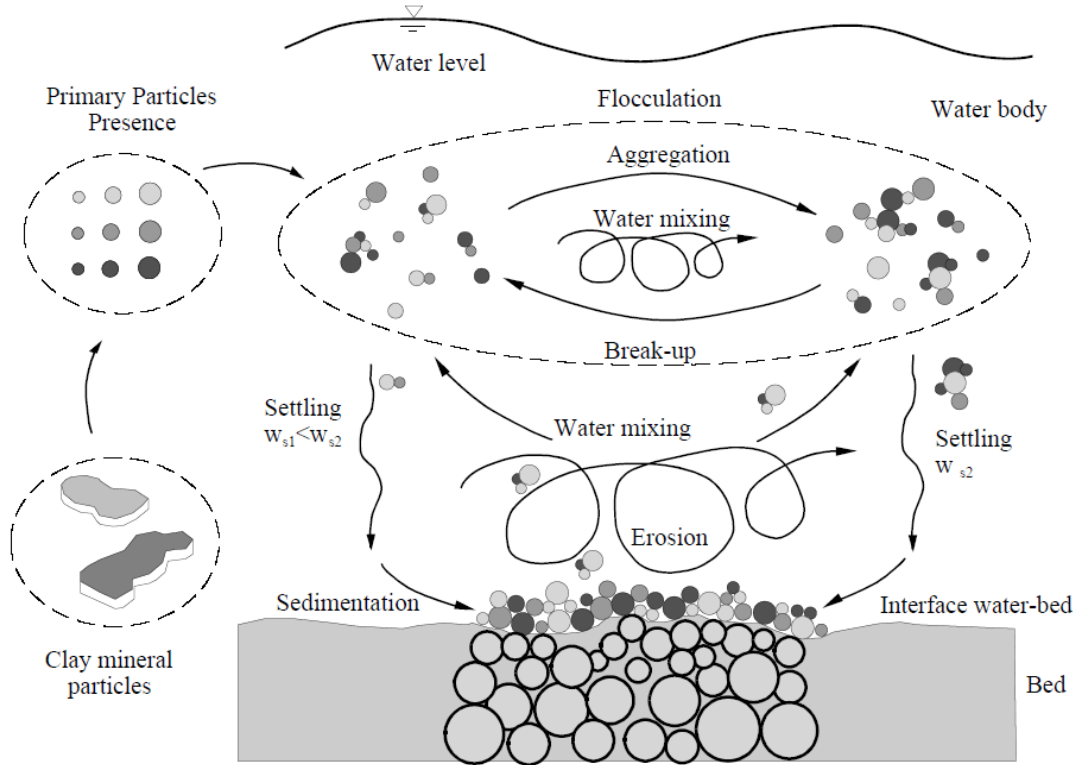


Figure 1.8 : Dynamique des sédiments cohésifs dans l'écoulement. Source : Maggi (2005).

### 1.2.2.2 Lois et mécanismes gouvernant le dépôt des sédiments

#### 1.2.2.2.1 Loi du flux de dépôt

On appelle dépôt de sédiments le processus par lequel le sédiment chute sur le lit de la rivière et reste au fond (Maa et al., 2008). Le flux de dépôt des sédiments cohésifs dépend de deux variables : la vitesse de chute du sédiment ainsi que de la contrainte de cisaillement de l'écoulement. Le flux de dépôt est généralement représenté par la loi de Krone (1962) :

$$\phi_D = \begin{cases} w_s \cdot C \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}}\right) & \text{si } \tau < \tau_{cd} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (1-2)$$

où  $\phi_D$  est le flux de dépôt de sédiment [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ],  $w_s$  est la vitesse de chute des particules en suspension [ $m \cdot s^{-1}$ ],  $C$  est la concentration [ $kg \cdot m^{-3}$ ],  $\tau$  est la contrainte de cisaillement au fond [ $N \cdot m^{-2}$ ] et  $\tau_{cd}$  est la contrainte critique de dépôt du sédiment [ $N \cdot m^{-2}$ ].

Dans cette loi, il existe une valeur critique de contrainte hydraulique  $\tau_{cd}$  au-delà de laquelle le dépôt est impossible. En-dessous de cette valeur seuil, le flux de dépôt est contrôlé à la fois par le flux de chute des sédiments ( $\phi_c = w_s \cdot C$ ) et les conditions locales de l'écoulement, représentées par le terme adimensionnel  $\left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}}\right)$ .



La connaissance de la vitesse de chute et de la contrainte critique de dépôt permet d'établir le flux de dépôt. Les mécanismes propres à ces deux variables sont détaillés dans les sous-sections suivantes.

### 1.2.2.2 Vitesses de chutes

#### a) Cas d'une particule sphérique isolée

La vitesse de chute  $w_s$  des sédiments traduit l'effet des forces gravitationnelles s'appliquant sur les particules. Le cadre le plus simple considère une particule sphérique isolée dans un écoulement. L'équilibre entre les forces de gravité et le frottement permettent d'obtenir la vitesse de chute de la particule :

$$w_s = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{1}{C_D} \frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_e} g D} \quad (1-3)$$

où  $C_D$  est le coefficient de traînée de la particule [-],  $\rho_e$  et  $\rho_s$  sont respectivement la masse volumique [ $kg.m^{-3}$ ] de l'eau et de la particule sphérique,  $D$  est le diamètre de la particule [ $m$ ] et  $g$  l'accélération de la pesanteur [ $m.s^{-2}$ ]. Le coefficient  $C_D$  dépend de l'écoulement alors que les autres paramètres de cette équation dépendent des propriétés de la particule.

Le coefficient  $C_D$  est fonction du nombre de Reynolds particulaire :  $R_e^* = \frac{w_s \cdot D}{\nu}$  où  $\nu$  est la viscosité cinématique du fluide [ $m^2.s^{-1}$ ]. On distingue trois régimes selon le nombre de Reynolds particulaire :

- $R_e^* < 1$  : c'est le régime laminaire (ou régime de Stokes). Alors  $C_D = \frac{24}{R_e^*}$  et l'expression de la vitesse de chute est donnée par la loi de Stokes (Stokes, 1850) :

$$w_s = \frac{g}{18\nu} \frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_e} D^2 \quad (1-4)$$

- $R_e^* > 10^5$  : c'est le régime turbulent. Alors  $C_D = cste = 0.45$ .
- Entre ces deux régimes, on observe un régime transitoire de turbulence. Des formulations empiriques plus ou moins complexes pour la vitesse de chute sont alors proposées dans ce cas (Camenen, 2007; Cheng, 1997).

Camenen (2007) propose, par exemple, une loi générale valable pour les trois régimes ( 1-5 ), faisant intervenir 3 coefficients qui dépendent du matériau et de la forme de particule ( $A$ ,  $B$  et  $m$ ) et le diamètre adimensionnel de particule :  $d_* = \left[ \frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3} D$ , avec  $s = \frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_e}$ .

$$w_s = \frac{\nu}{D} \left[ \sqrt{\frac{1}{4} \left(\frac{A}{B}\right)^{2/m} + \left(\frac{4}{3} \frac{d_*^3}{B}\right)^{1/m}} - \frac{1}{2} \left(\frac{A}{B}\right)^{1/m} \right]^m \quad (1-5)$$

Le cadre de Stokes est valable pour des particules sphériques ayant des diamètres allant jusqu'à 100  $\mu m$ . La loi permet donc de fournir facilement une estimation de la vitesse de chute des particules mais présente deux limitations majeures. La première est qu'elle est valable uniquement pour des particules sphériques rigides, or ce n'est pas le cas pour les sédiments cohésifs ayant une structure complexe et qui forment des floes et des agrégats. La seconde est qu'elle n'est valable que dans le cas d'une particule isolée. Lorsque la

## I.2 Contexte scientifique

concentration dans l'écoulement augmente, les particules interagissent entre elles, ce qui modifie le flux global de chute.

### **b) Chute de sédiments cohésifs dans un écoulement concentré**

Lorsque l'on s'éloigne des hypothèses simples d'une seule particule sphérique isolée, établir la vitesse de chute dans un écoulement concentré de sédiments cohésifs n'est pas évident et les régimes de sédimentations sont plus complexes.

Pour étudier le comportement de la vitesse de chute en fonction de la concentration de l'écoulement, plusieurs auteurs ont réalisé des expériences en laboratoire (Gratiot et al., 2005; Winterwerp, 2002; You, 2004). Trois régimes de chute en fonction de la concentration sont distingués (Figure I.9) :

- Régime de sédimentation libre (1) : pour des concentrations faibles, il y a peu d'interactions entre les particules. La vitesse de chute de l'échantillon est la même que pour des particules isolées.
- Régime de floculation (2) : lorsque la concentration augmente davantage, les particules cohésives interagissent entre elles, s'agglomèrent et forment des particules plus grandes, plus lourdes et ayant des vitesses de chutes plus grandes. La vitesse de chute augmente avec la concentration suivant une loi puissance.
- Régime de sédimentation entravée (3) : lorsque la concentration devient très grande, les particules se gênent entre-elles et la vitesse de chute globale diminue.

Lorsque la concentration augmente davantage, deux régimes supplémentaires ont été définis (régime de perméabilité et régime de contrainte efficace) par Camenen et Pham van Bang (2011).

Ces expériences ont été réalisées dans des colonnes de décantation où le fluide est au repos. Dans le cas d'un écoulement turbulent, les valeurs des concentrations critiques pour passer d'un régime à un autre sont différentes car la turbulence modifie en continu la concentration et permet de désagréger les particules. En particulier, Gratiot et al. (2005) ont montré que le régime entravé n'est atteint qu'avec des concentrations beaucoup plus élevées dans un écoulement turbulent par rapport à l'expérience en colonne de décantation. Ainsi, dans ces écoulements concentrés, avant atteinte de la concentration d'entravement, la turbulence augmente le flux de chute.

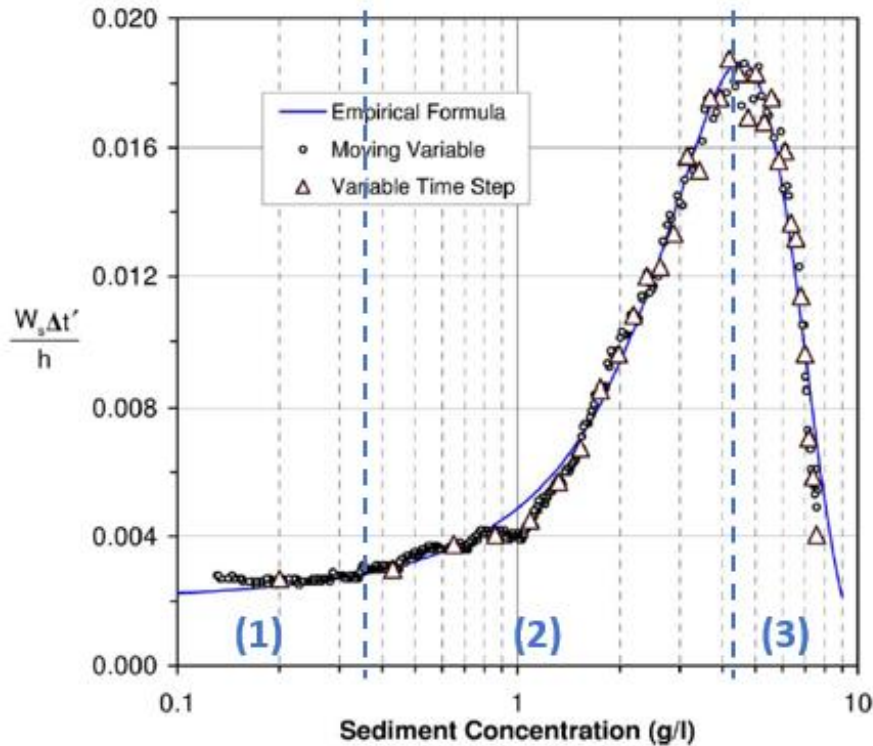


Figure I.9 : Effet de la concentration du mélange sur le régime de chute des sédiments d'après les tests de décantation de You (2004). (1) : régime de sédimentation libre, (2) régime de floculation et (3) régime de sédimentation entravée.

### I.2.2.2.3 Contrainte critique de dépôt

L'existence ou non d'une contrainte critique de dépôt  $\tau_{cd}$  comme décrit dans la loi de Krone ( I-2 ) est débattue dans la communauté. Cette section présente l'historique des différentes formulations proposées par les chercheurs.

Le paradigme défini initialement par Krone de l'existence d'une contrainte critique de dépôt signifie que le dépôt n'a lieu qu'en dessous de cette valeur ( $\tau < \tau_{cd}$ ) et qu'il ne peut pas y avoir de dépôt au-delà de  $\tau_{cd}$ . Plusieurs expérimentations ayant succédées à celle de Krone obtiennent des résultats en accord avec ses observations (Lau et Krishnappan, 1994; Partheniades et al., 1968).

En revanche Sanford et Halka (1993) ont observé à travers une analyse de l'évolution de la concentration dans la colonne d'eau un flux de dépôt non-nul malgré des contraintes fortes sur leur site d'étude en milieu estuarien. Ils ont donc suggéré que le dépôt a lieu quelle que soit la contrainte. Ainsi, deux paradigmes s'opposent : érosion et dépôt « simultanés » ou « exclusifs » (Figure I.10). Les expériences de Sanford et Halka (1993) se basent sur l'évolution de la concentration à 25 cm du fond pour déduire le dépôt. Ils observent que cette concentration diminue dès que la contrainte au fond arrête d'augmenter et en concluent que la contrainte critique n'existe pas. Selon Maa et al. (2008) et Ha and Maa (2010), cela ne justifie pas le fait que la contrainte critique de dépôt n'existe pas mais uniquement que le flux de chute à cette hauteur du fond n'est pas nul : cela n'implique pas forcément qu'il y a dépôt au fond.

En parallèle, certains auteurs se basent sur une représentation stochastique de la contrainte au fond liée au comportement chaotique de la turbulence (Van Prooijen et Winterwerp, 2010). Ils revisitent donc la



## 1.2 Contexte scientifique

formulation initiale de Krone qu'ils considèrent comme un artefact de mesure et proposent, comme Sanford et Halka (1993) une formulation où le dépôt peut avoir lieu en même temps que l'érosion. De plus, ces auteurs ont été capables de simuler les mesures de l'expérience de Krone avec leur approche.

La formule de Krone peut être utilisée pour appliquer les deux paradigmes : en effet, utiliser une valeur élevée de la variable  $\tau_{cd}$  (par exemple  $1000 Pa$ ), revient à considérer qu'il y a toujours du dépôt : c'est le paradigme simultané. Au regard du manque de consensus de la littérature sur ce sujet, nous allons dans ce manuscrit tester les deux paradigmes à travers des analyses de sensibilité du modèle à la contrainte critique de dépôt (Chapitre III).

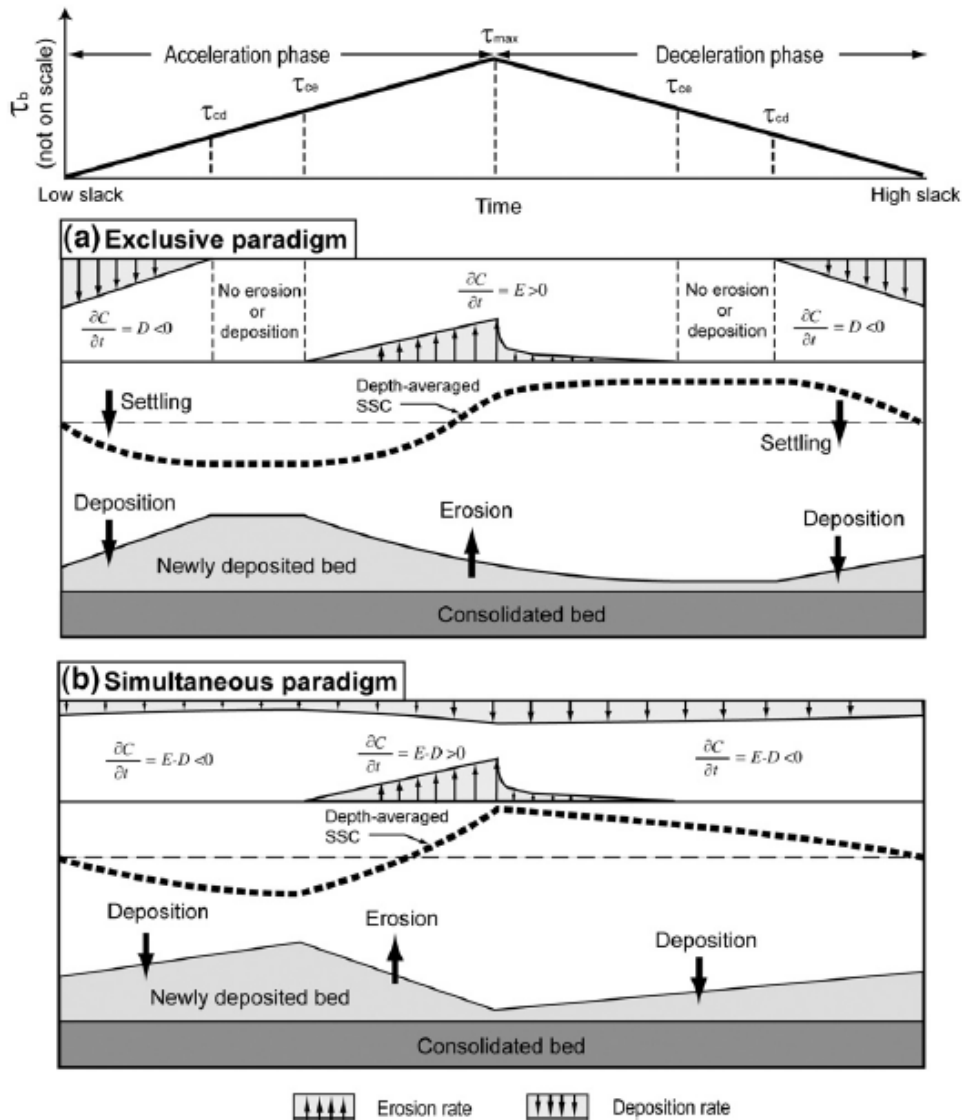


Figure 1.10 : Représentation conceptuelle des deux paradigmes du dépôt de sédiments cohésifs. (a) Paradigme « exclusif » où le dépôt n'a lieu que lorsque  $\tau < \tau_{cd}$  et (b) paradigme « simultané » où le dépôt a lieu tout le temps. Source : Ha et Maa (2009).

## 1.2.2.3 Lois et mécanismes gouvernant l'érosion des sédiments

### 1.2.2.3.1 Lois d'érosion des sédiments cohésifs

L'érosion est le processus de reprise de sédiments préalablement déposés dans l'écoulement. Une formulation historique et largement utilisée de nos jours qui décrit l'érosion d'un lit de sédiments cohésifs par l'écoulement est la loi linéaire avec seuil définie par Partheniades (1965). L'équation s'écrit généralement dans sa forme adimensionnelle connue sous le nom d'Ariathurai-Partheniades :

$$\phi_E = \begin{cases} M \left[ \frac{\tau}{\tau_{ce}} - 1 \right] & \text{si } \tau > \tau_{ce} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (1-6)$$

où  $\phi_E [kg.m^{-2}.s^{-1}]$  est le flux d'érosion,  $M [kg.m^{-2}.s^{-1}]$  est la constante de Partheniades,  $\tau [N.m^{-2}]$  est la contrainte exercée par l'écoulement et  $\tau_{ce} [N.m^{-2}]$  est la contrainte critique d'érosion des sédiments cohésifs.

Cette loi est similaire au paradigme « exclusif » pour le dépôt et traduit le fait que lorsque la contrainte appliquée sur les particules est supérieure aux forces de cohésion du sédiment, les particules commencent à se détacher du lit. Ainsi, pour une contrainte donnée  $\tau_i$  supérieure à la contrainte critique, le flux d'érosion est constant avec cette formulation et égal à  $M \left( \frac{\tau_i}{\tau_{ce}} - 1 \right)$ . Cette loi est simple et généralement admise par la communauté scientifique pour estimer les flux d'érosion.

Contrairement à la contrainte critique de dépôt, l'existence d'une contrainte critique d'érosion n'est que rarement remise en question (Lavelle et Mofjeld, 1987). La loi linéaire (1-6) est largement utilisée dans la littérature, en particulier pour la modélisation numérique (voir section 1.2.3.2). Cependant, plusieurs auteurs ont trouvé un comportement non linéaire à travers des mesures et ont proposé des modifications à la loi simple d'Ariathurai-Partheniades dans des études plus récentes.

Certains auteurs trouvent qu'une loi puissance est plus adaptée à leurs mesures (Maa et al., 1998). Cette loi fait intervenir deux paramètres empiriques  $m$  et  $n$  et s'écrit sous la forme suivante :

$$\phi_E = \begin{cases} m[\tau - \tau_{ce}]^n & \text{si } \tau > \tau_{ce} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (1-7)$$

D'autres conservent la loi de type puissance mais font aussi intervenir le paramètre de densité du sédiment  $\rho_s [kg.m^{-3}]$  et un paramètre empirique  $A$  dans la loi qui s'écrit alors (Jepsen et al., 1997; Lick et Mcneil, 2001; Roberts et al., 1998) :

$$\phi_E = A\tau^n \rho_s^p \quad (1-8)$$

Enfin, une forme exponentielle est préférée par certains pour décrire les processus d'érosion (Chapalain et al., 1994; Parchure et Mehta, 1985) :

$$\phi_E = \varepsilon_f \exp(\alpha[\tau - \tau_c(z)]^\beta) \quad (1-9)$$

où  $\varepsilon_f [kg.m^{-2}.s^{-1}]$  est appelé flux d'érosion de floc et  $\alpha$  et  $\beta$  sont des paramètres empiriques.

### I.2.2.3.2 Régimes d'érosion

Deux régimes distincts d'érosion ont été identifiés lors d'expérimentations de laboratoire (Mehta et Partheniades, 1982), désignés par l'érosion de type I ou « depth-limited erosion » et l'érosion de type II ou « steady-state erosion » (Figure I.11 a) :

- **Erosion de type I** : ce régime d'érosion a lieu lorsque la contrainte critique du sédiment augmente avec la profondeur. Ainsi, pour une contrainte donnée  $\tau_i$ , le sédiment s'érode jusqu'à atteindre la profondeur pour laquelle la contrainte critique du sédiment est supérieure à  $\tau_i$ . Dans ce type de régime, à contrainte appliquée constante, l'érosion diminue avec le temps de manière exponentielle. La loi exponentielle ( I-9 ) est donc adaptée à ce régime.
- **Erosion de type II** : ce régime a lieu pour un sédiment uniforme, c'est-à-dire dont la contrainte n'évolue pas avec la profondeur. Cette couche peut être atteinte une fois que la couche de surface non-uniforme est érodée (ou si le sédiment n'est pas stratifié). Pour ce régime, les lois de forme linéaire ( I-6 ) ou puissance ( I-7 ) sont plus adaptées.

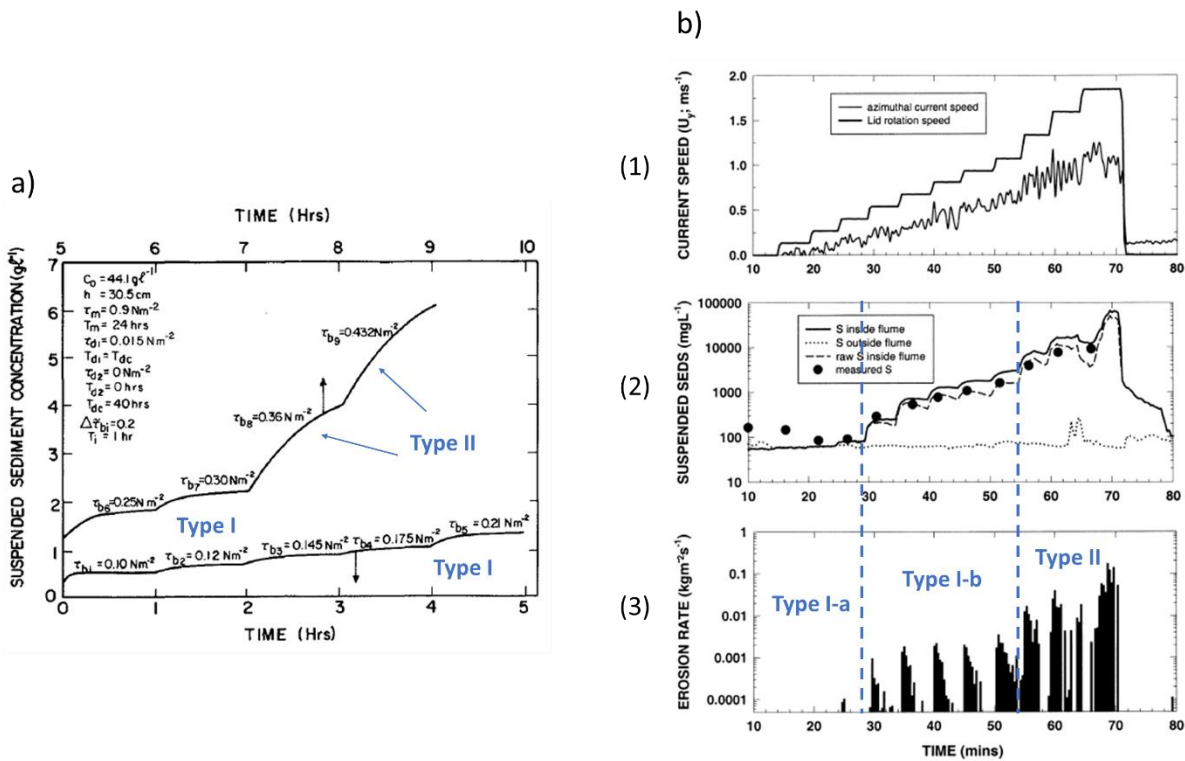


Figure I.11 : Illustrations de signaux d'érosion et des deux types d'érosion (I et II). (a) Variation de la concentration avec le temps obtenue par Mehta & Partheniades (1982) où la contrainte est augmentée par paliers toutes les heures. Ils définissent l'érosion de type I pour laquelle la concentration atteint un palier à la fin de chaque palier de contrainte et l'érosion de type II pour laquelle la concentration n'arrête pas d'augmenter. (b) Signaux obtenus par Amos et al. (2003) : (1) Paliers de vitesses du canal, (2) évolution de la concentration et (3) évolution du flux d'érosion. Les auteurs distinguent l'érosion de type I-a, I-b et II à travers leurs expériences.

Amos et al. (2003) proposent de distinguer deux formes d'érosion au sein du type I : l'érosion de type I-a (« Floc erosion ») et l'érosion de type I-b (« bulk erosion ») (Figure I.11 b). Contrairement à l'érosion I-b, l'érosion I-a concerne une fine couche de surface non-consolidée où l'activité biologique est parfois

observée, cette couche étant nommée parfois « fluff layer » ou « surficial fine grained laminae » (SFGL) par Droppo et Stone (1994).

La distinction de ces différents régimes est utile pour définir un cadre général, mieux comprendre et modéliser l'érosion, mais le manque de consensus sur les différentes formulations rend difficile la comparaison entre les différentes études. Certains auteurs ont donc cherché à expliquer les différents phénomènes observés. Sanford et Maa (2001) ont émis l'hypothèse que le régime d'érosion ne dépend pas uniquement de la nature du sédiment mais aussi du forçage appliqué :

- si le temps de variation de la contrainte appliquée est long devant le temps caractéristique de réponse de la contrainte critique du sédiment alors l'érosion est de type I,
- si le temps de variation de la contrainte appliquée est au contraire petit, une érosion plutôt de type II est observée.

Ils considèrent donc que l'érosion dépend de l'événement. Dans leur contexte d'étude estuarien, le régime d'érosion n'est donc pas le même avec un forçage par la marée où le temps de variation des contraintes est lent qu'avec un forçage par une vague où le temps de variation des contraintes est rapide. Le régime d'érosion dépend également de l'appareil et la méthodologie appliquée pour la mesure de l'érosion (détaillés dans la section I.2.4.3) ainsi que du temps caractéristique sur lequel la mesure s'effectue.

Sanford et Maa (2001) proposent une seule formulation valable pour les deux régimes de type I et II :

$$\phi_E = \rho_b(z)\beta(\tau - \tau_{ce,0})e^{-\gamma\beta(t-t_0)} \quad (I-10)$$

où  $\rho_b(z)$  est la masse volumique sèche à l'altitude  $z$ ,  $\beta$  un paramètre local,  $\tau_{ce,0}$  la contrainte critique de la couche qui commence à s'éroder à  $t_0$  et  $\gamma = \frac{d\tau_{ce}}{dz}$  est la variation de la contrainte critique avec la profondeur.

Dans le cas d'un lit homogène,  $\rho_b(z) = \rho_b$  et  $\gamma = 0$ . On retrouve la loi linéaire de Partheniades ( $\phi_E = M(\tau - \tau_{ce})$ ) où  $M = \rho_b\beta$ . La formule ( I-10 ) de Sanford et Maa (2001) est donc une combinaison de la loi linéaire ( I-6 ) et de la loi exponentielle ( I-9 ).

Toutes ces formulations dépendent de deux variables, la contrainte critique d'érosion  $\tau_{ce}$  du sédiment et une (ou plusieurs) variable(s) représentant le taux d'érosion,  $M$  dans le cas de la loi simple d'Ariathurai-Partheniades.

### I.2.2.3.3 Paramètres contrôlant les variables d'érosion

Pour les sédiments non-cohésifs (dont le diamètre est supérieur à  $63 \mu m$ ), le paramètre principal qui contrôle la contrainte critique d'érosion est le diamètre des particules. La loi de Shields relie la contrainte critique de mise en mouvement au diamètre des particules (Guo, 2020).

Contrairement aux sédiments non-cohésifs, de nombreux paramètres des sédiments cohésifs affectent leur potentielle érosion en plus de leur diamètre. Effectivement, les études de la littérature ont identifié de nombreux facteurs physiques, géochimiques et biologiques qui ont une influence sur l'érosion des sédiments cohésifs (Debnath et Chaudhuri, 2010; Grabowski et al., 2011; Kimiaghali et al., 2016). Parmi les facteurs physiques, on distingue la taille médiane des particules ou des agrégats, la distribution granulométrique, la densité, l'humidité et la température. Parmi les facteurs géochimiques, on distingue

## 1.2 Contexte scientifique

la minéralogie du sédiment, la salinité et la part de matière organique du sédiment. Les facteurs biologiques correspondent aux organismes microscopiques ou macroscopiques présents sur le sédiment.

Par ailleurs, une fois déposés, les sédiments cohésifs sont amenés à se consolider avec le temps. En effet, les expériences de Lau et al. (2001) et de Krishnappan et al. (2020) montrent que les mêmes conditions d'écoulement ne génèrent pas forcément la même quantité d'érosion, à cause de l'historique de dépôt et des différents degrés de consolidation des dépôts. Ils mettent en évidence que des sédiments déposés sous forte contrainte sont plus difficiles à remobiliser que ceux déposés sous une faible contrainte.

### *1.2.3 MODELISATION NUMERIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE A BASE PHYSIQUE*

#### *1.2.3.1 Les modèles numériques*

Les modèles numériques utilisés pour simuler les transferts de matériaux cohésifs dépendent des objectifs visés.

Les modèles hydrologiques couplés à des modèles d'érosion permettent d'estimer les flux produits par les bassins versants, en amont des systèmes fluviaux. La variable de forçage principale dans ces estimations est l'intensité ou l'énergie cinétique de la pluie. La concomitance entre la variabilité spatio-temporelle de ce forçage et la distribution spatiale des zones sources d'érosion dans les bassins versants joue un rôle primordial dans la dynamique des flux hydro-sédimentaires modélisés (Uber et al., 2021).

A l'aval, dans le système fluvial, dans les rivières, dans les estuaires et dans le domaine maritime, les modèles à base physique utilisés traitent des mécanismes ayant lieu dans la colonne d'eau en couplant : la simulation de l'hydraulique, i.e. les hauteurs d'eau et les vitesses de l'écoulement et la simulation sédimentaire, i.e. les flux d'érosion et de dépôt, et l'évolution du fond.

Il existe plusieurs degrés de complexité des modèles : les modèles numériques peuvent être 0D, 1D, 2D ou 3D. Augmenter la dimension du modèle permet potentiellement d'avoir des résultats plus précis, mais cela complexifie le modèle et augmente le nombre de mailles et le temps de calcul nécessaire. La dimension du modèle dépend aussi des objectifs de la simulation : les grandeurs moyennes peuvent être obtenues par des modèles plus simples alors que la simulation de processus locaux suppose d'avoir recours à des modèles plus complexes. Par ailleurs, le type de modélisation dépend du contexte d'étude : dans le domaine de la recherche, des modèles plus complexes sont souvent utilisés alors que pour des applications opérationnelles en ingénierie, on a plutôt recours à des modèles plus simples.

En outre, il faut plus de données d'entrée et de validation pour effectuer une modélisation de plus grande dimension de façon correcte. Ainsi, les modèles 1D sont souvent utilisés (Antoine, 2013; Guertault et al., 2016) pour des problématiques sur des grandes échelles spatiales, (de l'ordre de 10 – 100 km) et temporelles (plusieurs jours, semaines ou mois). Les modèles 2D sont utilisés pour des échelles spatiales plus petites, par exemple sur un tronçon de rivière de quelques km et sur l'échelle temporelle d'un événement allant de quelques heures à quelques jours (Bel et al., 2020). Enfin, les modèles 3D sont utilisés pour modéliser des processus complexes locaux, comme par exemple les écoulements et l'affouillement autour d'une pile de pont (Zhang et al., 2020). Ils sont également utilisés pour prendre en compte des

effets de stratifications verticales des vitesses ou des concentrations lorsqu'ils sont importants, comme lors de simulation des écoulements dans des retenues de barrages (An et Julien, 2014; Haun et Olsen, 2012; Khosronejad et al., 2008). Par ailleurs, les moyens de calculs se sont beaucoup développés ces dernières années et l'utilisation de « clusters de calculs » permet d'augmenter la taille des domaines et les périodes simulées. Une tendance à utiliser des modèles 2D voire 3D pour modéliser finement les processus à des échelles spatiales et temporelles plus grandes est donc observée actuellement, sans limiter la pertinence des modélisations unidimensionnelles sur des grandes échelles spatiales et temporelle.

### *1.2.3.2 Modélisation numérique des processus sédimentaires*

Les modèles hydro-sédimentaires simulent le flux de transport, de dépôt et d'érosion des sédiments ainsi que l'évolution du fond du domaine modélisé. Pour cela, ils utilisent les résultats hydrauliques, en particulier les vitesses, la hauteur d'eau et la contrainte au fond en chaque nœud d'un maillage. Cette partie se focalise sur les modèles sédimentaires pour le transport des sédiments cohésifs. Une revue bibliographique des études numériques récentes sur les sédiments cohésifs (Tableau I.1) met en exergue les points détaillés ci-dessous.

La plupart des études s'intéressent à des environnements estuariens ou marins. Cela concerne la moitié des cas reportés (Tableau I.1). De nombreux enjeux concernant la gestion des sédiments cohésifs existent dans ces environnements (e.g. dragage des ports pour la navigation). Au contraire, dans les rivières alluviales, peu d'études se sont concentrées sur les sédiments fins en considérant que le principe de « washload » s'applique. Du fait de la remise en question récente de ce concept dans les rivières de montagne, la modélisation numérique du dépôt et de l'érosion de sédiments cohésifs dans ce contexte est un domaine de recherche assez récent (Hostache et al., 2014).

Les codes 2D-3D permettent d'intégrer les spécificités des écoulements comme les stratifications et les inhomogénéités verticales et spatiales de l'écoulement et des concentrations. Ces outils permettent également d'identifier spatialement les zones de dépôt et d'érosion de sédiments cohésifs. Par ailleurs, certains de ces modèles sont plus complexes que d'autres. Suivant les objectifs, certains processus ou paramétrisations spécifiques sont implémentés. En particulier, Chen et al. (2021) et Chou et al. (2018) optent ainsi pour plusieurs couches de lit, les couches de surface étant plus facilement érodables que les couches profondes. Stone et al. (2021) proposent des lois décrivant la dynamique de floculation dans le modèle RIVFLOC.

Concernant le paramétrage du dépôt, certains auteurs utilisent le paradigme « simultané » (Allen et al., 2021; Brand et al., 2015; Camenen et al., 2013a; Chou et al., 2018; Guertault et al., 2016; Palinkas et al., 2014; Theol et al., 2019; van Maren et al., 2015) et d'autres le paradigme « exclusif » (Antoine, 2013; Chen et al., 2021; Lopes et al., 2006; Lumborg, 2005; Osman et al., 2016; Stone et al., 2021). D'autres encore décident d'utiliser les deux paradigmes et de comparer les résultats obtenus (Dong et al., 2020; Feng et al., 2020; Santoro et al., 2017). Dong et al. (2020) et Santoro et al. (2017) trouvent que le paradigme simultané reproduit mieux les observations (chroniques de flux) alors que Feng et al. (2020) obtiennent des résultats plus réalistes avec le paradigme exclusif.

Les valeurs des vitesses de chute utilisées dans les modèles sont la plupart du temps issues de mesures : il peut s'agir directement de mesures de la vitesse de chute (Antoine, 2013; Dong et al., 2020; Lumborg, 2005; Stone et al., 2021; van Maren et al., 2015) ou via un proxy comme par exemple le diamètre des

## I.2 Contexte scientifique

sédiments (Guertault et al., 2016; Palinkas et al., 2014), la concentration de l'écoulement (Chou et al., 2018; Lopes et al., 2006; Theol et al., 2019) ou les deux (Feng et al., 2020). Au contraire, la contrainte critique de dépôt est une variable ajustée par calage (Chen et al., 2021; Lumborg, 2005) ou issue de valeurs usuelles utilisées (Antoine, 2013; Lopes et al., 2006; Stone et al., 2021) mais jamais mesurée. Souvent, la valeur attribuée à cette variable dépend de la contrainte critique de d'érosion :  $\tau_{cd} = x \cdot \tau_{ce}$  où  $x = 0.69, 0.1$  ou  $5$  selon les auteurs (Feng et al., 2020; Stone et al., 2021). D'autres fixent une valeur faible comme par exemple  $\tau_{cd} = 0.08 N \cdot m^{-2}$  (Dong et al., 2020).

La paramétrisation de l'érosion est très variable selon les études du fait d'une grande diversité de lois et de paramètres existants. Néanmoins, la plupart des auteurs utilisent la formulation d'Ariathurai-Partheniades (Allen et al., 2021; Antoine, 2013; Camenen et al., 2013a; Dong et al., 2020; Feng et al., 2020; Lopes et al., 2006; Osman et al., 2016; Palinkas et al., 2014; Stone et al., 2021; Theol et al., 2019; van Maren et al., 2015). D'autres optent pour les formulations plus complexes présentées en I.2.2.3 mais cela s'accompagne d'un modèle de lit à plusieurs couches et d'un grand nombre de variables à ajuster (Chen et al., 2021; Chou et al., 2018; Lumborg, 2005). Contrairement à la vitesse de chute, les variables d'érosion  $\tau_{ce}$  et surtout  $M$  sont le plus souvent issues de calage des sorties des modèles selon des observations de concentrations mesurées dans l'écoulement (Brand et al., 2015; Orseau et al., 2021; Osman et al., 2016) ou alors tirées de la littérature (Antoine, 2013; Chen et al., 2021; Feng et al., 2020; Lopes et al., 2006; Theol et al., 2019) plutôt que de mesures directes de ces variables (Dong et al., 2020; Lumborg, 2005; Stone et al., 2021).

Les gammes des valeurs des différentes variables d'érosion et de dépôt utilisées dans ces études varient sur plusieurs ordres de grandeurs (Tableau I.1) : de  $10^{-7}$  à  $10^{-3} m \cdot s^{-1}$  pour  $w_s$ , de  $10^{-2}$  à  $10^{-1} N \cdot m^{-2}$  pour  $\tau_{cd}$ , de  $10^{-2}$  à  $10 N \cdot m^{-2}$  pour  $\tau_{ce}$  et de  $10^{-6}$  à  $10^{-3} kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$  pour  $M$ . Ces gammes de variations et l'absence de consensus dans la littérature justifient l'intérêt de réaliser des études de sensibilité à ces différentes variables. Antoine et al. (2013) et Chen et al. (2021) montrent une forte sensibilité aux variables testées, par exemple pour la vitesse de chute et la contrainte critique d'érosion. Il y a également une forte sensibilité aux conditions limites, c'est-à-dire à l'événement simulé. Camenen et al. (2013a) montrent ainsi l'intérêt d'étudier plusieurs événements. Par ailleurs, dans la plupart de ces études, une valeur unique des variables d'érosion/dépôt est attribuée sur l'ensemble du domaine. Or, Chou et al. (2018) montrent que la variabilité spatiale de la contrainte critique d'érosion a une forte influence sur les flux générés à l'aval. Il est donc préférable d'inclure cette variabilité dans la modélisation.

Dans les études où peu de mesures sont disponibles et dans lesquelles 2 à 3 variables sont calées sur des concentrations ou des flux mesurés, le risque d'équifinalité est important, c'est à dire que plusieurs combinaisons de différentes valeurs des variables d'érosion et de dépôts peuvent conduire aux mêmes résultats (van Maren et Cronin, 2016). Par exemple, augmenter la contrainte critique et diminuer la vitesse de chute simultanément peut conduire aux mêmes résultats sur la concentration dans l'écoulement. Il en est de même en augmentant la constante de Partheniades et la vitesse de chute. L'équifinalité est exacerbée si ces variables sont spatialisées : en effet, si la variable de contrôle en sortie du modèle est le flux à l'aval par exemple, il peut exister un large panel de combinaisons possibles des variables localement qui conduisent au même flux à l'aval. Néanmoins, dans ce cas, la dynamique locale (dépôt et érosion localement) n'est pas toujours bien reproduite.

Tableau I.1 : Exemples de paramétrisation des modules de sédiments cohésifs dans des études numériques récentes. Les valeurs des différentes variables d'érosion (contrainte critique d'érosion et taux d'érosion) et de dépôt (contrainte critique de dépôt et vitesse de chute) sont renseignées lorsqu'elles sont indiquées dans les articles. L'origine de la donnée est aussi renseignée entre parenthèses : valeurs par défaut, valeur usuelle dans la littérature, calage ou information non indiquée.

Auteurs	Zone d'étude	Code numérique	Loi d'érosion et paramétrage : $\tau_{ce}$ en $N.m^{-2}$ et $M$ en $kg.m^{-2}.s^{-1}$	Loi de dépôt et paramétrage : $\tau_{cd}$ en $N.m^{-2}$ et $w_s$ en $m.s^{-1}$
Antoine (2013)	Rivières de montagne (Isère – Arc, France)	Courlis (1D)	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 3 - 7$ (Littérature) $M = 10^{-4} - 10^{-2}$ (Par défaut / Littérature)	Paradigme exclusif $w_s = 3 - 8 \cdot 10^{-4}$ (Mesure) $\tau_{cd} = 0.4 - 0.8$ (Littérature)
Guertault et al. (2016)	Rivière de montagne / Réservoir (Rhône, France)	MAGE / ADIS-TS (1D)	Formulation de Camenen (Partheniades modifié) $\tau_{ce} = 0.15$ (Non indiqué)	Paradigme simultané $w_s = 1.4 \cdot 10^{-3} - 2.8 \cdot 10^{-5}$ (Formule de Camenen ( I-5 ))
Brand et al. (2015)	Estuaire (San Francisco, USA)	Modèle 1D	3 lois testées : Linéaire, puissance et linéaire fonction de la profondeur $\tau_{ce} = 0.06 - 0.1$ (Calage)	Paradigme simultané $w_s = 10^{-7} - 10^{-4}$ (Calage)
Stone et al. (2021)	Rivière de montagne / Réservoir (Alberta, Canada)	RIVFLOC (2D)	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.08 - 0.18$ (Mesures) $M$ (Non indiqué)	Paradigme exclusif $w_s = 2.2 - 3.8 \cdot 10^{-3}$ (Mesures) $\tau_{cd} = 5 \tau_{ce}$ (Littérature)
Feng et al. (2020)	Rivière de plaine (Shenzen, China)	Delft3D (2D)	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce}$ : Tests de plusieurs formulations de la littérature $M = 10^{-5}$ (Littérature)	Tests des deux paradigmes $w_s$ : Formulation de Van Rijn (2007) $\tau_{cd} = 0.69 \tau_{ce}$ (Pour le paradigme exclusif)
Osman et al. (2016)	Canal d'irrigation (Gezira, Soudan)	FSED (2D)	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.1$ (Calage) $M = 1.6 \cdot 10^{-3}$ (Littérature)	Paradigme exclusif $\tau_{cd}$ (Non indiqué) $w_s$ (Fonction de la SSC)
Lopes et al. (2006)	Lagon (Ria de Aveiro, Portugal)	Modèle 2D	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.2$ (Littérature) $M = 5 \cdot 10^{-6} - 1.5 \cdot 10^{-5}$ (Littérature)	Paradigme exclusif $w_s$ (Fonction de la concentration) $\tau_{cd} = 0.1$ (Littérature)
Dong et al. (2020)	Estuaire (Lingdingyang, Chine)	TELEMAC-2D / SISYPHE	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.15 - 0.26$ (Mesures) $M = 4 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-5}$ (Mesures)	Tests des deux paradigmes $w_s = 2.5 - 5 \cdot 10^{-4}$ (Mesures) $\tau_{cd} = 0.08$ (Paradigme exclusif)



## I.2 Contexte scientifique

Orseau et al. (2021)	Estuaire (Gironde, France)	TELEMAC-2D / SISYPHE	Loi de Partheniades ( I-6 ) – plusieurs couches et consolidation $\tau_{ce} = 0.5 - 1.5$ (Calage) $M = 2 \cdot 10^{-3}$ (Calage)	Paradigme simultané $w_s = 7.5 \cdot 10^{-4}$ (Littérature)
Santoro et al. (2017)	Estuaire (Rio de la Plata, Uruguay)	TELEMAC-2D / SISYPHE	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.1 - 0.2$ (Mesure + calage) $M = 4 \cdot 10^{-7} - 2 \cdot 10^{-6}$ (Mesure + calage)	Tests des deux paradigmes $w_s = 0.5 - 1 \cdot 10^{-4}$ (Mesure + calage) $\tau_{cd} = 0.15 - 0.2$ (Paradigme exclusif)
Chen et al. (2021)	Rivière de plaine (Chicago, USA)	EFDC (3D)	Loi de Partheniades ( I-6 ) – 2 couches de lit $\tau_{ce} = 0.64 - 1.82$ (Littérature / Fonction de densité) $M = 1.2 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-4}$ (Littérature / Fonction de densité)	Paradigme exclusif $w_s = 5.2 \cdot 10^{-5}$ (Mesure + Calage) $\tau_{cd} = 1.37 \cdot 10^{-2}$ (Calage)
(Camenen et al., 2013a)	Rivière de plaine (Rhône, France)	TELEMAC-3D / SISYPHE	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce}$ (Non indiqué) $M = 2.4 \cdot 10^{-4}$ (Non indiqué)	Paradigme simultané $w_s = 3.6 \cdot 10^{-4}$ (Non indiqué)
Theol et al. (2019)	Canal d'irrigation (Gezira, Soudan)	Delft3D	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 1$ (Par défaut) $M = 10^{-4}$ (Par défaut)	Paradigme simultané $w_s$ (Fonction de la concentration)
van Maren et al. (2015)	Estuaire (Ems, Allemagne)	Delft3D	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.9$ (Littérature) $M = 1.2 \cdot 10^{-3}$ (Calage)	Paradigme simultané $w_s = 1.2 \cdot 10^{-3}$ ou $w_s = 2.5 \cdot 10^{-4}$ (Mesures)
Allen et al. (2021)	Estuaire (San Francisco, USA)	Delft3D	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.1$ (Mesure) $M = 10^{-5}$ à $5 \cdot 10^{-5}$ (Calage)	Paradigme simultané $w_s = 2 \cdot 10^{-4} - 10^{-3}$ (Calage)
Palinkas et al. (2014)	Estuaire (Chesapeake, USA)	ROMS (3D)	Loi de Partheniades ( I-6 ) $\tau_{ce} = 0.013$ (Par le diamètre) $M = 4 \cdot 10^{-5}$ (Non indiqué)	Paradigme simultané $w_s = 2 \cdot 10^{-5}$ (Fonction du diamètre)
Chou et al. (2018)	Estuaire (San Francisco, USA)	SUNTANS (3D)	Loi exponentielle ( I-9 ) – 3 couches de lit $\tau_{ce} = 0.1 - 1.2$ (Fonction de profondeur et position)	Paradigme simultané $w_s$ (Fonction de la concentration)
Lumborg (2005)	Bras de mer (Øresund, Danemark / Suède)	MIKE 3 (3D)	Loi puissance ( I-7 ) $\tau_{ce} = 0.3 - 0.5$ (Mesure) $m = 1.36 \cdot 10^{-3}$ et $n = 3.64$ (Mesure)	Paradigme exclusif $w_s = 1.9 \cdot 10^{-4}$ (Mesure) $\tau_{cd} = 0.05 - 0.1$ (Calage)

## 1.2.4 MESURES DES FLUX ET DES PROPRIETES D'EROSION/DEPOT DES SEDIMENTS FINS

### 1.2.4.1 Mesure des flux de sédiments fins

Pour évaluer le transport de sédiments fins sur le terrain, la quantité d'intérêt est le flux de sédiments en suspension à travers une section de l'écoulement. Le flux de transport de sédiments par suspension sur la section considérée est alors calculé selon :

$$\phi_T = C(t) \cdot Q(t) \quad (1-11)$$

où  $\phi_T$  [ $kg \cdot s^{-1}$ ] est le flux de suspension sur la section,  $C$  [ $kg \cdot m^{-3}$ ] la concentration et  $Q$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] le débit liquide.

Les mesures de flux de sédiments utilisées dans ce manuscrit permettent (i) le suivi des chroniques des flux de MES sur la période d'intérêt et la compréhension des dynamiques d'érosion et de dépôt entre les campagnes de mesures et (ii) d'alimenter la modélisation à la fois comme condition à la limite amont mais aussi en tant que données de calage.

#### 1.2.4.1.1 Mesure du débit liquide

Le débit est estimé en continu par la mesure indirecte de la hauteur d'eau  $h$ . Il s'agit de la méthode la plus universelle et la plus utilisée dans les stations de mesures. Généralement,  $h$  est mesurée par un capteur de pression installé sur site. Il est possible également de mesurer  $h$  en continu via un radar.

La mesure de  $h$  en continu est ensuite transformée en variable d'intérêt (débit  $Q$ ) à travers une courbe de tarage  $h - Q$  entre la hauteur d'eau et le débit (Perret, 2009). Cette courbe de tarage est construite par des mesures ponctuelles de débit sur le terrain. Plusieurs méthodes permettent de mesurer les débits de façon ponctuelle lors de campagnes de mesures :

- Jaugeages par dilution : injection d'un traceur (e.g. sel, fluorescéine) dans l'écoulement de manière instantanée ou continue puis suivi à l'aval de la courbe de restitution des concentrations en traceur. Le bilan de masse de traceur permet alors d'estimer le débit (Hongve, 1987).
- Jaugeages par exploration du champ de vitesse : mesure du champ de vitesses sur plusieurs verticales de l'écoulement puis intégration des vitesses sur la verticale et sur la largeur de la section en travers. Ces mesures impliquent de connaître ou mesurer la bathymétrie de la section jaugée. Suivant les gammes de débit, les mesures de vitesses peuvent être réalisées manuellement par moulinet à hélice ou par méthode acoustique ADCP (« Acoustic Doppler Current Profiler » ; Gordon, 1989) qui se base sur l'effet Doppler et mesure l'atténuation d'un signal sonore émis. L'intérêt majeur de cette mesure est qu'elle permet d'avoir une information sur la profondeur et l'ensemble de la section en travers. Cette méthode permet également d'explorer les concentrations et à un intérêt pour la mesure de flux. Les limitations de cette méthode sont son coût en temps de mesure ainsi que la difficulté de la réaliser lors de forts débits ou en présence d'objets flottants. Une alternative est la méthode LSPIV (« Large Scale Particle Image

## I.2 Contexte scientifique

Velocimetry ») qui est non-intrusive et permet la mesure des vitesses de surface par imagerie (Le Coz et al., 2014). Les champs de vitesses de surface de l'écoulement sont obtenus en filmant la rivière avec une caméra déportée. Cette mesure est rapide et facile à appliquer dans le cas de campagnes ponctuelles de jaugeage. Elle peut même être déployée au niveau de stations hydrométriques pour mesurer en continu lors des crues les vitesses de surface. Elle nécessite cependant d'avoir des points de repère pour ortho-rectifier les images de la vidéo prise ainsi que des mesures des niveaux d'eau.

### I.2.4.1.2 Mesure de la concentration en MES

Comme pour la mesure du débit, la mesure de la concentration des sédiments en suspension se fait à travers une combinaison de mesures continues et de mesures ponctuelles. La concentration est suivie en continu via un proxy qui est généralement la mesure de la turbidité de l'eau par méthodes optiques (Némery et al., 2010).

La mesure en continu de la turbidité  $Tu$  est transformée en variable d'intérêt (concentration en MES  $C$ ) grâce à une courbe d'étalonnage  $Tu - C$ , entre la turbidité et la concentration. Cette courbe d'étalonnage est construite avec des mesures ponctuelles de concentrations réalisées sur des prélèvements. A partir d'un volume prélevé, la masse de matière sèche de sédiments fins est quantifiée par filtration, séchage puis pesée et permet d'obtenir la concentration en MES. En pratique, au niveau d'une station de mesure, un préleveur automatique (ISCO) est installé et le prélèvement se fait au moyen d'une pompe. L'intérêt de ce type d'installation est de pouvoir échantillonner automatiquement lorsque les débits et/ou les turbidités sont élevées lors d'une crue. La relation d'étalonnage dépend des particules transportées (taille, forme et nature qui impacte l'indice de réfraction), de la lumière incidente et de l'appareil de mesure. Elle est donc valable pour une station donnée et un appareil de mesure. Suivant les bassins versants et l'hétérogénéité des sources de MES sollicitées, une relation d'étalonnage peut être relativement stable dans le temps ou bien spécifique à chaque évènement.

### *I.2.4.2 Mesure des variables caractéristiques du dépôt*

Le flux de dépôt des sédiments fins dépend de deux variables : la vitesse de chute et la contrainte critique de dépôt (voir section I.2.2.2). Cette section présente les méthodes de mesures possibles de ces deux variables.

#### I.2.4.2.1 Vitesses de chute

De nombreux auteurs ont travaillé sur le développement d'appareils et de méthodes permettant la mesure de la vitesse de chute des sédiments, en particulier en milieu estuarien (Mantovanelli et Ridd, 2006).

##### *a) Mesure de la vitesse de chute en eau calme*

Les méthodes les plus directes de mesure de vitesses de chute sont les colonnes de sédimentation. Ces méthodes utilisent un échantillon isolé de l'écoulement turbulent. Plusieurs méthodologies de mesures existent et sont détaillées ci-dessous.

### *Colonne de décantation couplée à une mesure directe*

Une façon de suivre la décantation dans une colonne de sédimentation est de réaliser des mesures directes dans la colonne après prélèvement d'un échantillon du milieu turbulent. Il existe ensuite 3 méthodologies pour estimer les vitesses de chute en colonne :

- Prélèvements à l'aide d'une pipette dans la colonne : le principe est de suivre l'évolution de la concentration en MES sur la base de prélèvements réalisés à une hauteur et des intervalles de temps définis. Par exemple, dans le dispositif de la pipette d'Andreasen, le prélèvement se fait sur un volume de contrôle à l'aide d'une pipette déjà insérée dans la colonne, pour limiter les erreurs opérateur. Ces mesures permettent en particulier de définir un temps d'abattement de  $X$  % de la concentration initiale et la vitesse de chute correspondante  $w_{s,X} = \frac{z}{\tau_X}$  où  $z$  est la profondeur de la pipette et  $\tau_X$  est le temps de d'abattement de  $X$  % de la suspension initiale. Antoine (2013) utilise la vitesse de chute  $w_{s,50}$ , correspondant à 50 % d'abattement de la concentration initiale, comme indicateur global des propriétés de chute de la suspension. Cette méthode est chronophage car de nombreux échantillons doivent être prélevés, séchés et pesés.
- Balance immergée dans la colonne de sédimentation : une autre méthode est de suivre l'évolution du dépôt au fond. Le flux de chute massique est obtenu en mesurant en continu la masse qui se dépose au fond. Cela se fait à l'aide d'une balance préalablement tarée et insérée au fond de la colonne (Wendling, 2015).
- Suivi vidéo de la décantation dans la colonne : une troisième méthode consiste à suivre la sédimentation en filmant la chute des particules. Un exemple d'application de cette méthode est le système INSSEV (Manning et Dyer, 2002). Des systèmes d'imagerie plus complexes existent aussi, permettant de fournir des images 3D par holographie (Graham et Nimmo Smith, 2010). L'avantage de ces mesures est la possibilité d'obtenir la vitesse de chute de chaque particule, des tailles caractéristiques des particules et des informations sur leur forme. Cette technique demande un post-traitement important.

### *Colonne de décantation couplée à une mesure indirecte*

Pour éviter les prélèvements et gagner du temps sur la mesure, une méthode est d'équiper la colonne de capteurs optiques pour suivre un proxy de la concentration. En particulier, le Système de Caractérisation des Agrégats et de Floccs (SCAF) a été développé par Wendling et al. (2015) pour permettre la mesure des vitesses de chute de manière automatisée immédiatement après l'échantillonnage de la suspension dans une rivière, de façon robuste et pour une large gamme de concentrations (0.1 à 100 g/l). Le principe de mesure est de suivre grâce à une série de 16 turbidimètres espacés d'un centimètre l'évolution de l'absorbance optique dans le temps sur la verticale de la colonne de décantation. Les pentes des lignes d'iso-absorbance permettent de déduire des distributions de vitesses de chute des particules en fonction de l'absorbance.

### **b) Mesure de la vitesse de chute en milieu turbulent**

Comme nous l'avons mentionné précédemment, la turbulence de l'écoulement affecte la vitesse de chute de la suspension (section I.2.2.2.b). Il est donc intéressant d'estimer la vitesse de chute dans un milieu turbulent. Cela a été fait en laboratoire par Gratiot et al. (2005) qui ont utilisés une grille oscillante pour générer une turbulence bien caractérisée et introduits un mélange de sédiment à une concentration fixée.

## I.2 Contexte scientifique

Le suivi du gradient de concentration par prélèvement et mesure optique permet d'estimer le flux de chute de la suspension.

Une autre méthode est l'utilisation d'un vélocimètre acoustique ADV « Acoustic Doppler Velocimeter ». La fonction primaire d'un ADV est la mesure des vitesses, mais la propagation des ondes acoustiques est dispersée lorsque le milieu est concentré. Les capteurs peuvent alors détecter une partie de cette énergie dispersée et, à travers l'analyse du signal, il est possible d'estimer la concentration de MES dans le mélange (Ha et Maa, 2010; Sottolichio et al., 2011). Cette méthode n'est cependant à ce jour que très peu documentée et n'est valable que pour une gamme précise de granulométrie car elle nécessite une calibration complexe.

### I.2.4.2.2 Contrainte critique de dépôt

Contrairement à la mesure de la vitesse de chute, la mesure de la contrainte critique de dépôt n'est pas aisée. Lumborg (2005) considère même que ce n'est pas possible de mesurer cette variable.

Pour évaluer le dépôt de sédiments, Sanford et Halka (1993) mesurent en continu la concentration en MES à une hauteur de 25 cm du fond lors d'expériences de terrain et en déduisent que le dépôt a lieu lorsque la concentration diminue. Cependant, le fait de mesurer uniquement la concentration à 25 cm (ou à une autre distance du fond) et non pas le flux total ou la masse de sédiment qui se dépose indique uniquement que le flux de dépôt évalué à cette distance n'est pas nul, et non pas qu'il y a un phénomène de dépôt.

Une façon plus robuste pour mesurer le dépôt est de visualiser directement la couche de dépôt au fond. Compliquée à réaliser sur le terrain, cette mesure est en revanche possible dans un canal de laboratoire à fond transparent, comme le canal annulaire du « Virginia Institute of Marine Science » (VIMS) (Ha et Maa, 2010; Maa et al., 2008). La procédure pour estimer la contrainte critique de dépôt est donc de mesurer en continu la hauteur de dépôt au fond du canal. Lorsqu'elle augmente de manière significative, on peut alors dire qu'un phénomène de dépôt a lieu. La mesure de la hauteur de dépôt est accompagnée également de suivi de la concentration à plusieurs distances du fond (Ha et Maa, 2010).

### I.2.4.3 Mesure des variables caractéristiques de l'érosion

En se plaçant dans le cadre de la loi de Partheniades (1-6), deux variables impactent le flux d'érosion des sédiments cohésifs : la contrainte critique d'érosion ( $\tau_{ce}$ ) et le paramètre de Partheniades ( $M$ ). Contrairement aux variables de dépôt, les variables d'érosion sont mesurées simultanément, on parle alors par la suite de la mesure de l'érodibilité. Il existe une très grande diversité d'appareils permettant de caractériser l'érodibilité des sédiments cohésifs, non-cohésifs et des mélanges des deux. On peut les classer dans deux grandes catégories : les appareils de laboratoire et les appareils transportables sur site. La section I.2.4.3.1 présente le principe général de la mesure de l'érodibilité par ces appareils et les sections I.2.4.3.2 et I.2.4.3.3 présentent les différents dispositifs de mesure existants.

#### I.2.4.3.1 Principe de mesure de l'érodibilité

La mesure de l'érodibilité suit généralement le protocole suivant. Des paliers constants de contraintes générées par l'appareil de mesure (visant à reproduire l'écoulement de l'eau) sont appliqués sur le sédiment pendant un temps prédéfini variant de 1 s à 1 h selon les appareils, les protocoles et les

sédiments. Une variable indicative de la quantité de sédiment érodé du lit (concentration ou turbidité) est mesurée tout au long de l'essai. Après calibration de la mesure, un signal :  $C = f(\tau)$  où  $C$  est la concentration et  $\tau$  est la contrainte appliquée par paliers est obtenu. A partir de ce signal, le flux d'érosion ainsi que la contrainte critique d'érosion sont extraits. Il n'y a pas consensus dans la littérature sur la méthodologie de calcul de ces deux variables :

- Le flux d'érosion est obtenu sur une certaine fenêtre de temps du signal. Certains auteurs le définissent par le pic initial d'érosion au début de chaque palier (Houwing, 1999; Maa et al., 1998), d'autres attendent le temps nécessaire pour dépasser le pic en début de palier avant de faire le calcul (Ravens et Gschwend, 1999), d'autres moyennent sur l'ensemble de l'essai (Amos et al., 2003) et enfin certains moyennent sur un intervalle entier de contrainte (Andersen et al., 2010; Joensuu et al., 2018).
- La contrainte critique est calculée selon plusieurs méthodes. Certains la définissent visuellement (lorsqu'il y a augmentation « significative » de la concentration, ce qui est très subjectif) alors que d'autres la définissent via un seuil sur le flux d'érosion :  $0 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  (Sengupta et al., 2012),  $0.01 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  (Andersen et al., 2010) ou encore  $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  (Harris et al., 2016; Joensuu et al., 2018).

Les sections suivantes présentent les différents dispositifs de mesure en distinguant ceux de laboratoire et ceux utilisés sur le terrain.

#### 1.2.4.3.2 Dispositifs de mesure en laboratoire

Les premières mesures d'érodibilité ont été effectuées sur des canaux de laboratoire et ces outils sont toujours utilisés actuellement. Ils permettent de générer des écoulements proches des écoulements en milieu naturel. Il existe deux principaux types de canaux de laboratoire :

- Des canaux rectilignes : « Erosion Function Apparatus » (EFA) – Univ. A&M, Texas (Briaud et al., 2001) ; EMD – Univ. Manitoba, Canada (Kimiaghalam et al., 2016); « l'Erodimètre » – IFREMER, France (Figure I.12 a) (Jacobs et al., 2011) ; « SedFlume » – Univ. California, USA (Lick et Mcneil, 2001) ; « SETEG » – Univ. Stuttgart, Allemagne (Beckers et al., 2020; Noack et al., 2018) ; « ASSET » – Lab. Sandia, USA (Roberts et al., 2003) ; Canal de DICAM – Univ. Trento, Italie (Stradiotti et al., 2020) et d'autres qui ne sont pas nommés (Kothyari et Jain, 2008; Partheniades, 1965; Righetti et Lucarelli, 2007).
- Des canaux annulaires comme celui illustré dans la Figure I.12 (b). Plusieurs existent dans la littérature (Dickhudt et al., 2011; Droppo, 2009; Krishnappan et al., 2020; Lau et al., 2001; Parchure et Mehta, 1985; Wang et al., 2011).

## I.2 Contexte scientifique

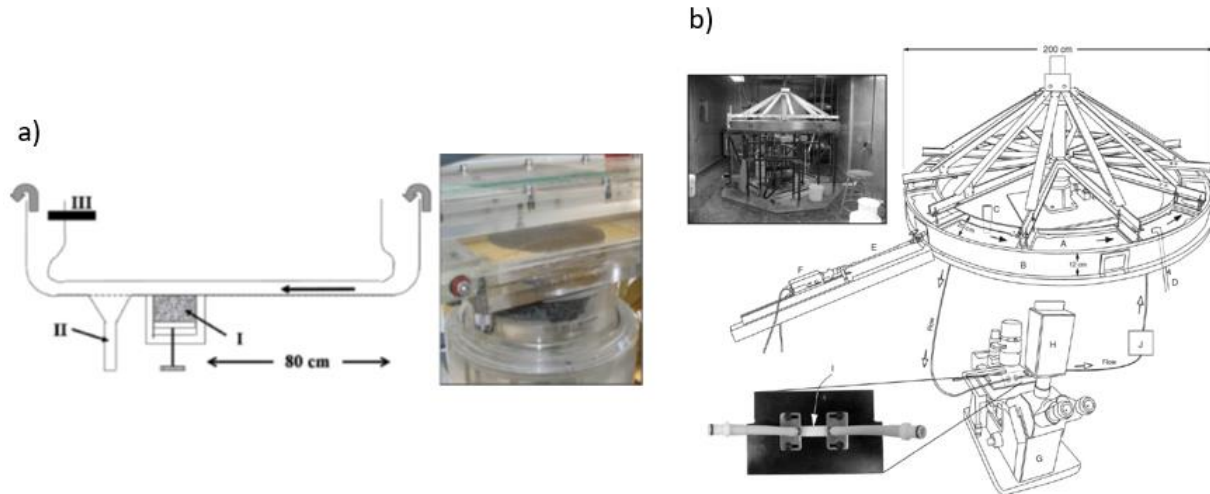


Figure I.12 : Illustration et images de (a) « l'Erodimètre » de l'IFREMER à Brest (Jacobs et al., 2011) : la flèche noire indique la direction de l'écoulement, la carotte de sédiment est insérée en (I), le piège à sable se trouve en (II) et le turbidimètre en (III) ; (b) le canal annulaire d'Environnement Canada (Droppo, 2009) : les flèches noires indiquent la direction de rotation et de l'écoulement, (A) dessus du canal, (B) côté extérieur, (C) capteur de turbidité (OBS), (D) préleveur, (E) boroscope, (F) caméra, (G) microscope, (H) appareil photo-numérique, (I) cellule d'écoulement de floccs entraînés par (J) une pompe péristaltique.

Ces appareils reproduisent donc un écoulement horizontal ou circulaire dans des conditions de laboratoire contrôlées. L'écoulement imite l'écoulement en rivière. Les contraintes générées par le canal sont maîtrisées et mesurées. Les mesures peuvent être faites sur des sédiments prélevés ou alors sur des mixtures reconstituées en laboratoire où le pourcentage de sédiments cohésifs ( $< 63 \mu m$ ) est connu. Certains appareils permettent de mesurer, en plus de la suspension, la part d'érosion due au charriage des sables (à l'aide d'un piège à sédiments) pour avoir une mesure plus complète (Jacobs et al., 2011; Roberts et al., 2003). C'est particulièrement utile lorsqu'une part des sédiments testés est sableuse. Les expérimentations en laboratoire permettent également d'observer les processus ou les formes d'érosion à petite échelle, en couplant les mesures d'érosion avec un appareil photo ou un scanner laser (Beckers et al., 2020). L'utilisation d'un canal annulaire permet aussi de réaliser une série d'expériences successives d'érosion/dépôt et d'avoir des informations sur l'érodibilité d'un lit ainsi stratifié (Lau et al., 2001).

Malgré ces avantages, deux inconvénients majeurs existent pour les appareils de laboratoire. D'une part, les mesures sont très chronophages (réalisation des carottages, expérimentation). Il est donc difficile de réaliser de nombreuses manipulations pour investiguer la variabilité spatiale des propriétés d'érosion. D'autre part, la réalisation des carottages sur le terrain et leur transport peut avoir un effet perturbateur sur les propriétés d'érodibilité des sédiments. Le sédiment peut être destabilisé ou tassé par le prélèvement et/ou son transport. Différentes études ont montré que pour le même sédiment, la contrainte critique et/ou le taux d'érosion diffèrent de plusieurs ordres de grandeurs entre des mesures in situ et des mesures de laboratoire (Maa et al., 2008; Ravens, 2007; Tolhurst et Riethmüller, 2000).

Il est donc conseillé de faire des mesures in situ pour avoir des valeurs plus représentatives de la réalité (Debnath et Chaudhuri, 2010; Tolhurst et al., 2009). Certains auteurs proposent de combiner les deux méthodes de mesures : mesure in situ pour caractériser la couche de surface et mesures en laboratoire pour obtenir des informations sur la variation des variables avec la profondeur (Noack et al., 2015).



### I.2.4.3.3 Dispositifs de mesures sur le terrain

On distingue trois catégories d'appareils de mesure sur le terrain : des canaux adaptés pour la mesure sur le terrain, des appareils à hélice et des appareils à jets verticaux.

#### a) Canaux « on site »

Pour limiter l'impact du transport de carottes sur les propriétés des sédiments, des appareils portables ont été développés pour caractériser l'érodibilité directement sur le terrain, en installant les dispositifs de mesure proche des zones de dépôt (sur les berges par exemple) :

- Canaux rectilignes on site : par exemple l'ERODIMETRE de l'Université de Caen (Orvain et al., 2014).
- Canaux annulaires on site : par exemple le « U-GEMS microcosm » (Reid et al., 2016).

#### b) Canaux in situ

Les mesures « on site » permettent de supprimer l'effet du transport, mais il y a toujours un effet dû au prélèvement. Pour cela, certains canaux permettent de mesurer ces variables directement sur la zone de dépôt sans prélèvement :

- Canaux rectilignes in situ : Université de Stuttgart – IWS (Noack et al., 2018) (Figure I.13 a) ; « NIWA / NIWA 2 flume » (Aberle et al., 2006; Debnath et al., 2007) ; « In Situ Erosion Flume (ISEF) » (Houwing, 1999) ; Celui d'Environnement Canada (Krishnappan et Droppo, 2006).
- Canaux annulaires in situ : « Sea Carousel » (Amos et al., 2003; Maa, 2008) (Figure I.13 b) ; « Core Mini Flume (CMF) » (Thompson et al., 2013) ; « Voyager II » (Thompson et al., 2011) ; « Mini Annular Flume (MAF) » (Bale et al., 2006) ; « SedErode », successeurs d'« ISIS » (Williamson et Ockenden, 1996).

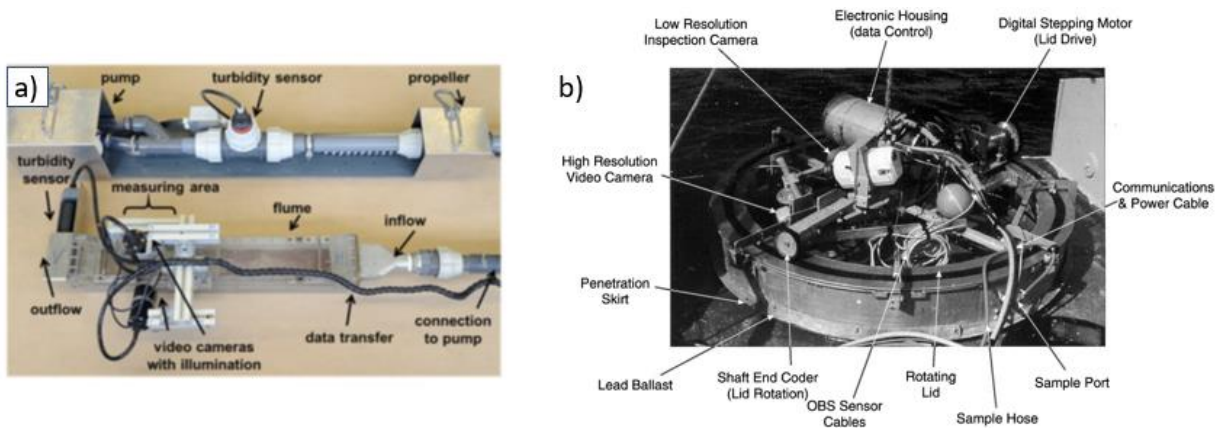


Figure I.13 : Illustrations (a) du canal rectiligne de l'université de Stuttgart (IWS) de Noack et al. (2018) et (b) du canal annulaire « Sea Carousel » utilisé par Amos et al. (2003).

Les canaux « on site » ainsi que ceux in situ fournissent des mesures proches de celles en laboratoire et sont fiables. Néanmoins, pour la plupart, leur emprise reste grande (au moins de l'ordre du mètre), limitant ainsi leur utilisation dans les contextes de rivières à graviers où les extensions spatiales des zones de dépôts

## I.2 Contexte scientifique

sont souvent limitées. Par ailleurs, les gammes de contraintes ne sont pas toujours adaptées à celles nécessaires pour éroder les dépôts cohésifs dans les rivières à graviers. Par exemple, la contrainte maximale du « U-GEMS microcosm » est de  $2 Pa$ , insuffisante pour éroder une grande partie des dépôts rencontrés par Legout et al. (2018) sur les rivières Arc et Isère. C'est pour ces raisons que des appareils à plus petite emprise spatiale ont été conçus : les appareils à hélice et les appareils à jets verticaux.

### c) Appareil à hélice in situ – EROMES

L'appareil à hélice est une version miniature d'un canal annulaire, dans lequel l'érosion dans la chambre est générée par la rotation d'une hélice qui forme un écoulement turbulent. Cet appareil est connu sous le nom « EROsion MEasurement System » (EROMES). La première version de l'EROMES était un appareil de laboratoire, développé au GKSS en Allemagne (Lanuru et al., 2007; Riethmüller et al., 1998).

Depuis, plusieurs versions portables de l'EROMES (Figure I.14) ont été développées et utilisées, à l'Institut de géographie du Danemark (Andersen, 2001) ; au Centre National d'Océanographie de Southampton (Widdows et al., 2007) ; à l'Université du New Hampshire, Etats-Unis (Wengrove et al., 2015) ; à l'Université de Waikato, Nouvelle-Zélande (Harris et al., 2016) et à l'Université de Pennsylvanie (appelé « Mudbuster ») (Dunne et al., 2019).

### d) Appareils à jets verticaux in situ

La dernière catégorie de dispositifs permettant la mesure de l'érodibilité in situ est la famille des appareils à jets d'eau verticaux inspirés des techniques de mesure en mécanique des sols. On peut par exemple citer le « Mobile Jet » (MOJET) qui reste difficile à transporter sur le terrain et plutôt utilisé pour les sols que pour les sédiments (Pham, 2008; Regazzoni, 2009). Le « Jet test apparatus » (Figure I.15 a) (Hanson et Cook, 2004) est plus adapté pour les sédiments mais est lui aussi lourd d'utilisation sur le terrain. Il existe une version plus petite de ce système : le « Minijet tester » (Mahalder et al., 2022). Le « Cohesive Strength-Meter » (CSM ; Figure I.15 b,c) (Tolhurst et al., 1999) est un appareil commercial (Partrak). Il est facile à transporter, à utiliser et rapide pour effectuer des mesures sur le terrain.

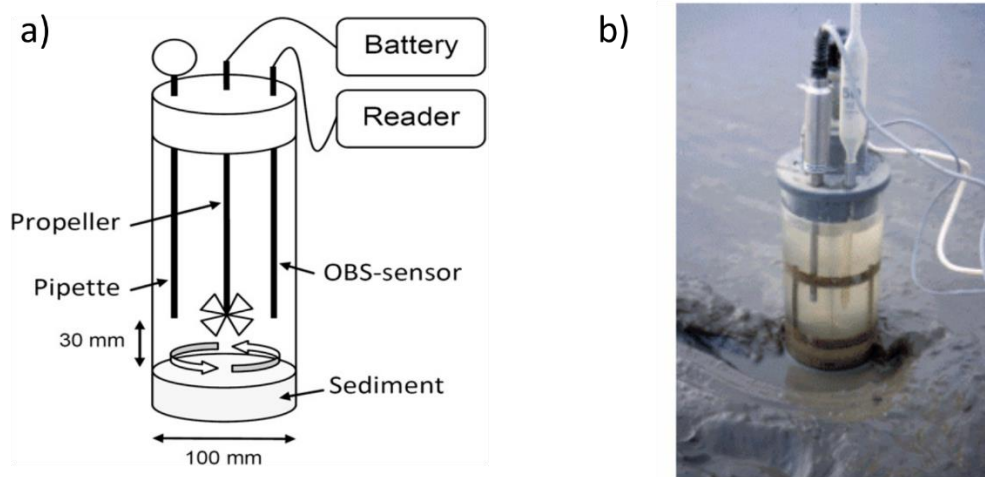


Figure I.14 : (a) Schéma de l'EROMES (Sengupta et al., 2012) et (b) photographie de son utilisation sur le terrain (Lanuru, 2004).

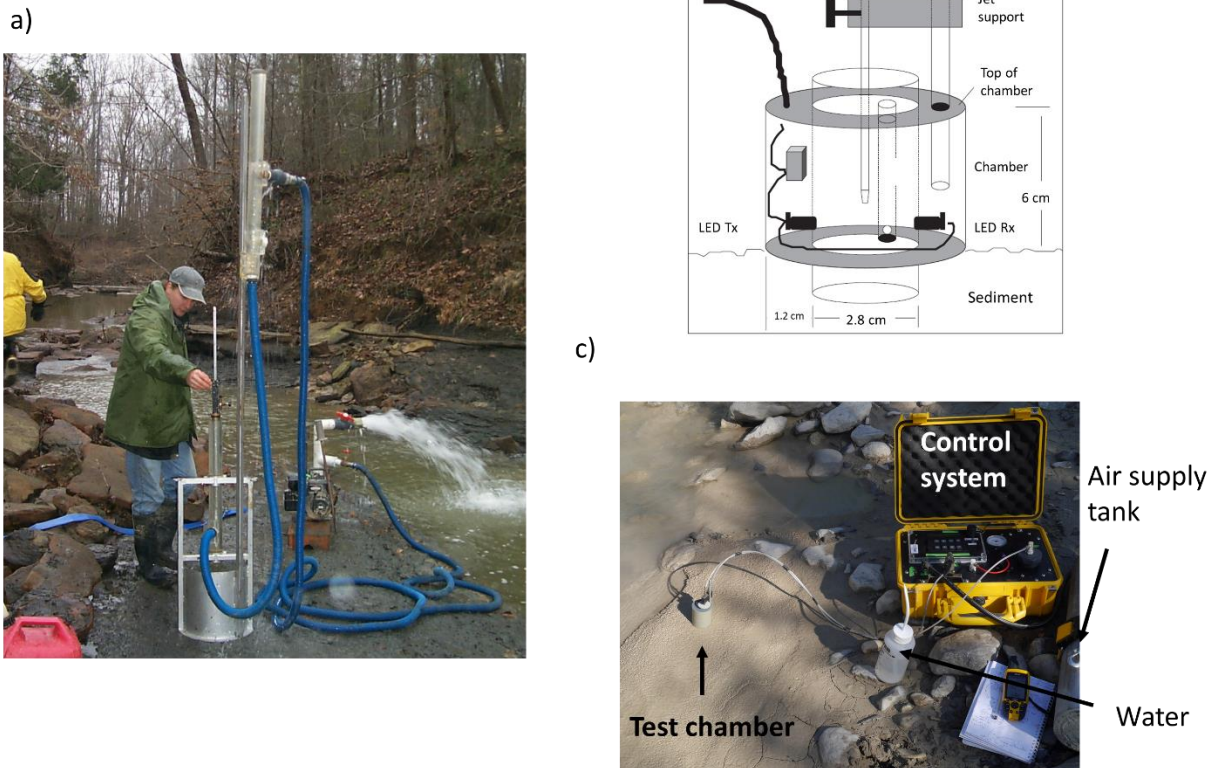


Figure I.15 : Illustrations des dispositifs à jets verticaux : (a) Photographie de l'utilisation du « Jet test apparatus » de Hanson et Cook (2004), (b) schéma de la chambre du CSM (Tolhurst et al. 1999) et (c) image de l'utilisation du CSM sur le terrain (photographie personnelle).

## I.3 QUESTIONS SCIENTIFIQUES ET OBJECTIFS

Les rivières à graviers se caractérisent par des quantités significatives de sédiments fins stockées dans leurs lits. Les travaux récents de la littérature ont montré que le stock de subsurface est évacué principalement lors de crues morphogènes qui mobilisent les éléments grossiers (Misset et al., 2019b; Park and Hunt, 2017). En revanche la dynamique du stock de surface a été peu étudiée. Ce travail est donc focalisé sur ce stock de surface, avec comme hypothèse le fait que sa constitution et sa remobilisation est plus dynamique que celle du stock de subsurface, évoluant ainsi sur une plus large gamme d'événements hydrologiques. Les enjeux associés à l'étude de cette dynamique du stock de fines en surface sont à la fois quantitatifs et qualitatifs, c'est à dire aussi bien pour une meilleure compréhension de la dynamique des flux de MES que des temps de transit des nutriments ou contaminants adsorbés sur les MES.

On a souvent recours à la modélisation numérique hydro-sédimentaires sur des tronçons de rivières pour prédire la dynamique des sédiments cohésifs. Cependant, la littérature montre que les modèles sont très sensibles aux variables d'érosion et de dépôts (Antoine, 2013; Chen et al., 2021; Chou et al., 2018; Hostache et al., 2014). Les études se basent alors souvent sur un calage de ces variables sur les flux mesurés d'un épisode donné, sans avoir la possibilité de contraindre ou limiter les degrés de liberté dans

### I.3 Questions scientifiques et objectifs

les paramètres de modélisation par des mesures des variables d'érosion et de dépôts mesurées. Les risques associés à ce genre d'approches sont donc de ne pas modéliser correctement les dynamiques d'érosion et de dépôts des sédiments cohésifs ainsi que leur variabilité spatiale et temporelle. Les flux de MES peuvent alors être modélisés correctement mais pour de mauvaises raisons, c'est à dire avec des MES d'origines et de temps de transit différents (e.g. MES « jeunes » issues de l'érosion des versants ou plus « anciennes » issues de la remobilisation du stock des lits).

Il ressort de la revue de littérature (sections I.2.3 et I.2.4) que la mesure de la vitesse de chute semble plus mûre que la mesure des propriétés d'érosion pour la modélisation numérique. Les modèles sont plus souvent alimentés de mesures de vitesses de chute alors que les variables d'érosion sont calibrées dans de nombreuses approches (Tableau I.1). De plus, des appareils comme le SCAF, ont été développés et permettent de mesurer la vitesse de chute correctement sur des sédiments issus de rivières à graviers, pour une large gamme de concentration (Legout et al., 2018). Néanmoins, les travaux récents sur les rivières à graviers (Legout et al., 2018) ont accentué les limites existantes de la mesure des propriétés d'érosion et la nécessité d'utiliser un appareil adapté et un protocole réfléchi. L'objectif de ce travail est donc de caractériser la variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des sédiments cohésifs déposés dans les rivières à graviers pour alimenter les modèles numériques. Les questions suivantes sont traitées :

- Quelle est la sensibilité relative des résultats des simulations numériques aux variables d'érosion et de dépôt des sédiments cohésifs dans le contexte des rivières à graviers ?
- Quelle est la variabilité spatiale et temporelle des propriétés d'érosion des sédiments cohésifs déposés dans les rivières à graviers ?
- Dans quelle mesure les résultats de modélisation sont-ils sensibles à la variabilité spatiale et temporelle des propriétés d'érosion ?
- Comment caractériser de manière optimale les variables d'érosion des sédiments cohésifs déposés dans les rivières à graviers pour la modélisation numérique ?

Le manuscrit s'organise en sept chapitres :

- Le chapitre II présente les deux sites d'études sélectionnés ainsi que les appareils de mesures, les protocoles opératoires et les calibrations.
- Le chapitre III détaille une analyse de sensibilité d'un modèle numérique sur l'Isère en Combe de Savoie aux variables décrivant l'érosion et le dépôt des sédiments cohésifs.
- Les chapitres suivants se focalisent uniquement sur les propriétés d'érosion des sédiments cohésifs déposés en surface des lits en commençant par le chapitre IV qui détaille leur variabilité spatiale et temporelle.
- Le chapitre V présente ensuite une analyse de sensibilité à la variabilité spatiale des propriétés d'érosion réalisée sur le site du Galabre.
- Le chapitre VI propose des recommandations pour la caractérisation de l'érodibilité des sédiments cohésifs basées sur les résultats des chapitres IV et V.
- Enfin, les conclusions et les perspectives de ce travail sont présentées dans le chapitre VII.

# Chapitre II Sites d'étude et dispositifs de mesure

---

## II.1 SITES D'ETUDE

### II.1.1 L'ISERE EN COMBE DE SAVOIE

#### II.1.1.1 Introduction et enjeux

##### II.1.1.1.1 Zone Atelier du Bassin du Rhône

L'Isère en Combe de Savoie est un cours d'eau situé dans les Alpes du Nord. L'Isère fait partie du site atelier Arc-Isère (Thollet et al., 2021) qui fait lui-même partie de la Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR, <https://www.zabr.assograie.org/>). La ZABR est une infrastructure de recherche du Réseau des Zones Ateliers (RZA) du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) regroupant 23 établissements de recherche et disposant de 9 sites ateliers autour du bassin du Rhône. De nombreux travaux de recherches se sont donc focalisés sur l'Isère depuis plus de 15 ans, s'intéressant en particulier à l'hydrologie, à la quantification des flux de MES, de matières organiques, de nutriments et de contaminants (Antoine et al., 2020; Dumas, 2007; Lauters et al., 2012; Legout et al., 2018; Némery et al., 2013) ainsi qu'à la morphodynamique et au développement de la végétation (Alcayaga, 2013; Jourdain et al., 2019; Serlet et al., 2018). Historiquement, de nombreux travaux d'aménagements (e.g. des dérivations, des centrales hydroélectriques, des extractions de granulats et des digues) ont été réalisés sur l'Isère et l'Arc (affluent principal de l'Isère sur la zone d'étude). La description proposée ci-dessous reprend principalement les éléments des travaux de Peiry et al. (1999), Alcayaga (2013) et Jourdain (2017).

##### II.1.1.1.2 Situation géographique

L'Isère, affluent du Rhône, est une rivière alpine à lit de graviers située sur le versant ouest de la chaîne des Alpes. Le bassin de l'Isère à Grenoble draine une superficie de 5570 km<sup>2</sup>. C'est un bassin typique de montagne dont 77 % se situe au-dessus de 1000 m et 50 % à plus de 2000 m d'altitude (Peiry et al.,

## II.1 Sites d'étude

1999). La lithologie du bassin versant de l'Isère est complexe et caractérisée par : i) des roches de calcaire et des schistes sédimentaires (65 %) ainsi que des marnes et des gypses (12 %) dans les versants érodables les plus à l'amont, ii) du granite et du gneiss (15 %) dans la partie centrale et iii) des dépôts alluviaux et glaciaires (8 %) dans la partie aval du bassin versant (Némery et al., 2013).

La Combe de Savoie est le tronçon de l'Isère entre Albertville et Pontcharra. Il débute à l'amont au niveau de la confluence Isère-Arly (Albertville) et se termine à l'aval au niveau de la confluence Isère-Bréda à Pontcharra (Figure II.1 a). A la confluence avec l'Arly, l'aire drainée est de  $2577 \text{ km}^2$  (Alcayaga, 2013) et à l'exutoire de la Combe de Savoie, le bassin versant possède une superficie de  $4980 \text{ km}^2$ . La Combe de Savoie est un tronçon d'environ 40 km sur l'Isère. Le principal affluent de l'Isère sur cette portion est l'Arc. Celui-ci draine une superficie de  $1980 \text{ km}^2$  et se jette dans l'Isère 20 km à l'aval de la confluence entre l'Isère et l'Arly. Il est usuel de diviser la Combe de Savoie en deux portions : la portion amont avant la confluence avec l'Arc et la portion à l'aval après la confluence avec l'Arc. Les régimes hydrologiques, sédimentaires ainsi que la dynamique morphologique sont différents entre l'amont et l'aval (Jourdain, 2017), et sont présentés dans les sections II.1.1.3 et II.1.1.4.

### II.1.1.1.3 Aménagements anthropiques

Comme dans la plupart des principales rivières alpines, de nombreuses interventions humaines ont eu lieu sur l'Isère entre le 19<sup>ème</sup> et le 20<sup>ème</sup> siècle. Elles sont listées et présentées succinctement ci-dessous :

- **Politique « d'extinction des torrents »** : cette politique avait pour but de protéger des secteurs vulnérables aux crues torrentielles par le reboisement des versants ainsi que la stabilisation des torrents par des ouvrages de correction. Cela a été mis en place par le service de Restauration des Terrains de Montagne (RTM) de l'Office National des Forêts (ONF) à partir du milieu du 19<sup>ème</sup> siècle (Peiry et al., 1994).
- **Endiguement et rectification** : l'Isère a été complètement endiguée pour rendre la production agricole possible dans la plaine alluviale rendant le tracé de l'Isère rectiligne (Girel, 2010).
- **Extractions sédimentaires** : entre les années 1960 et 1982, de nombreuses extractions de sédiments grossiers ont eu lieu en Combe de Savoie pour des applications dans le secteur des travaux publics.
- **Installations hydroélectriques** : dans la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, la rivière a été aménagée par des installations hydroélectriques constituant un réseau dense. Des grands aménagements (barrages-réservoirs) sont notamment situés en amont de la Combe de Savoie ainsi que des dérivations court-circuitant les cours d'eau. La dérivation Isère-Arc (Figure II.1 a) vers la centrale de Randens prive l'Isère d'une partie de son débit en Combe de Savoie amont ; la dérivation Arc-Isère vers le Cheylas prive l'Arc d'une partie de son débit.

Ces travaux ont influencé fortement l'hydrologie et la morphologie de l'Isère, en particulier :

- l'endiguement a conduit à une modification de la pente du lit et localement à des exhaussements,
- les extractions sédimentaires ont réduit la disponibilité de sédiments grossiers dans le cours d'eau et ont conduit à une incision du lit qui a des conséquences sur la stabilité des infrastructures,
- les ouvrages hydroélectriques ont un impact sur l'hydrologie de l'Isère ainsi que le transport sédimentaire,
- les apports sédimentaires par les affluents ont été réduits par les opérations sur les BV amont.



L'Isère a ainsi évolué d'un système « naturel » en tresses (Figure II.2 a) vers un système endigué à bancs alternés (Figure II.2 b). Ce système était au départ dynamique avec des bancs qui avaient tendance à migrer avec le temps. Cependant, les extractions sédimentaires, les installations hydrauliques ont participé à augmenter la taille des bancs, à diminuer leur capacité de migration et à favoriser leur végétalisation (Serlet et al., 2018). Les illustrations (Figure II.2 b) montrent le développement très rapide de la végétation qui peut avoir lieu sur un banc : le banc illustré était totalement végétalisé en 1967, puis la végétation a été supprimée en 1968 et le banc est de nouveau occupé en grande partie par de la végétation en 1969 (Serlet et al., 2018).

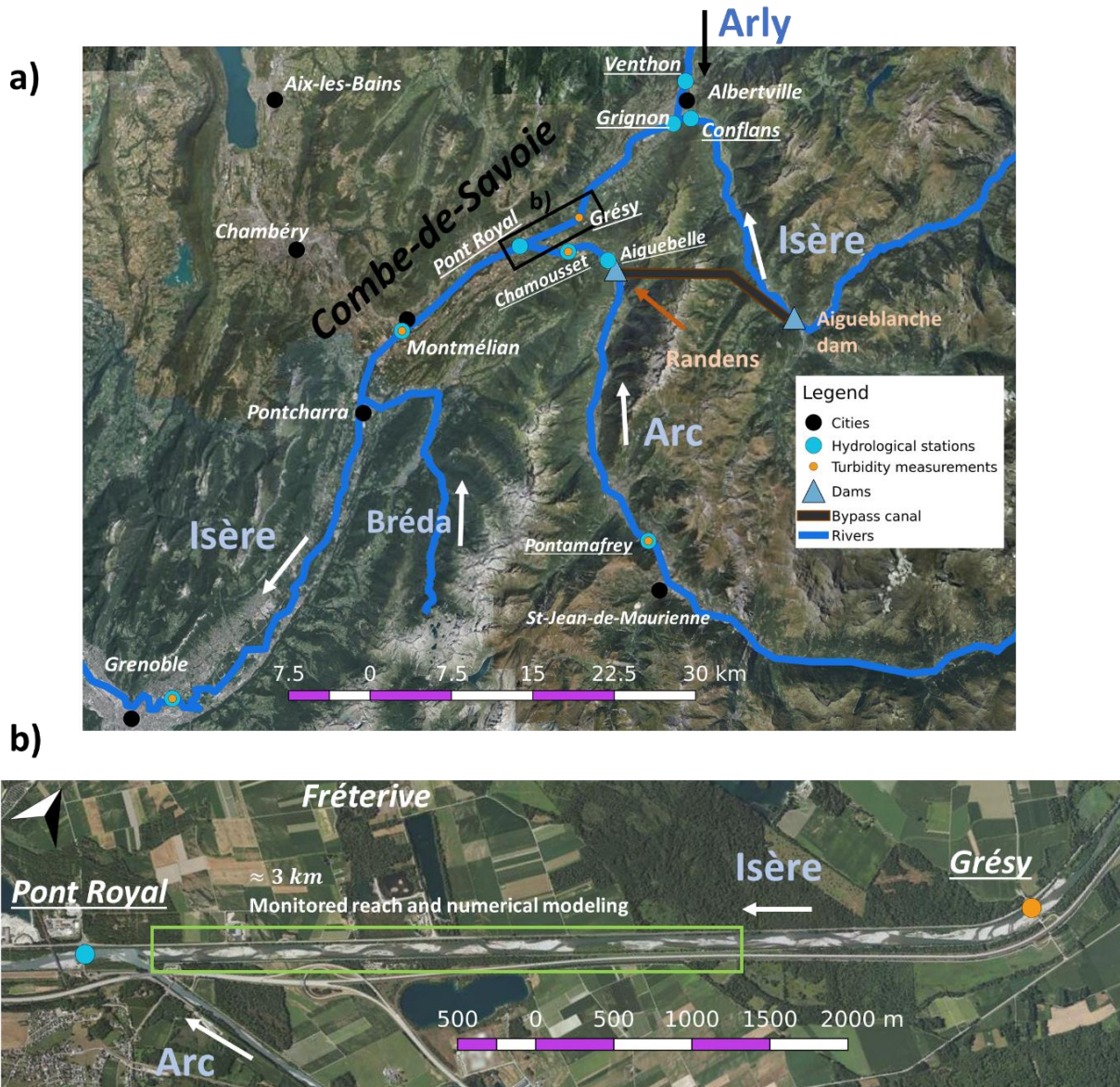


Figure II.1 : (a) Carte des Alpes du nord avec les principales rivières et villes et (b) zone d'intérêt de l'Isère en Combe de Savoie en amont de la confluence avec l'Arc, au droit de la ville de Fréterive, entre le pont de Grésy et le pont Royal.



## II.1 Sites d'étude

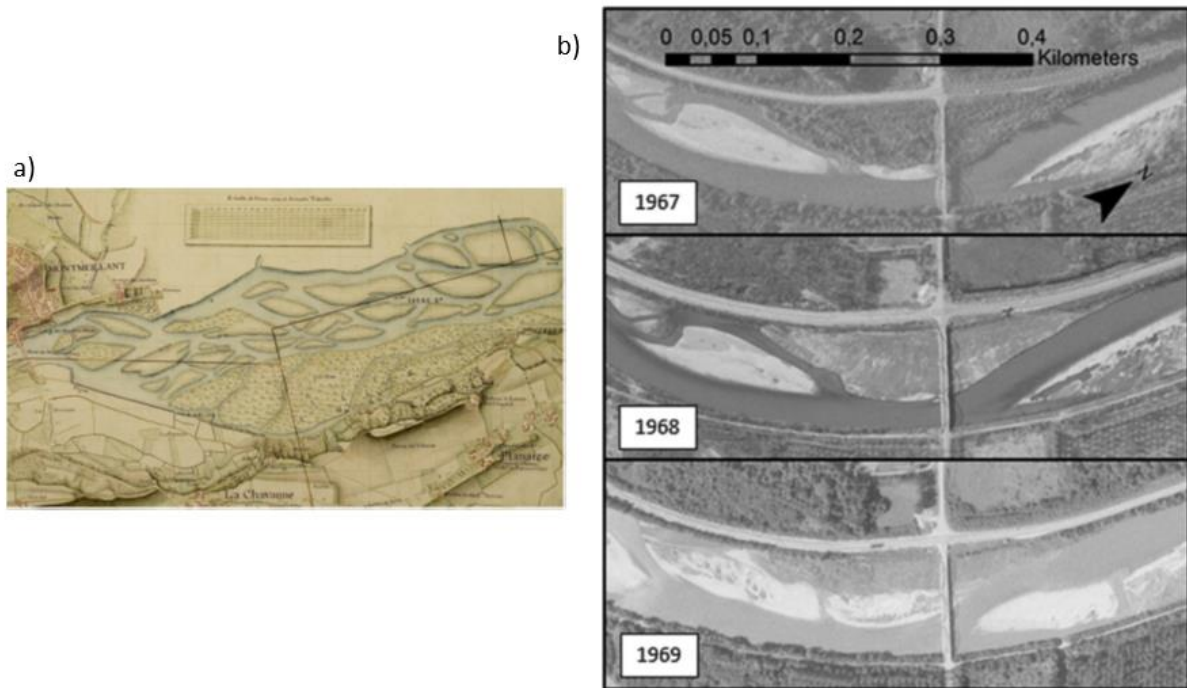


Figure II.2 : (a) L'Isère à Montméliant en 1781-1782 avant l'endiguement de la rivière et (b) 3 images du même banc au niveau du pont de Grésy en 1967, 1968 et 1969. Source : Serlet et al. (2018).

### II.1.1.1.4 Contexte opérationnel

Actuellement, les bancs sur l'Isère en Combe de Savoie ont tendance à se végétaliser. Par ailleurs, lors des crues ou des chasses de barrages, des sédiments fins sont transportés et une partie se dépose sur les bancs de graviers dans les différentes zones propices à la sédimentation. Une fois les premiers dépôts initiés, ceux-ci peuvent favoriser à leur tour le développement de la végétation (Jourdain, 2017), ce qui conduit à la fixation des bancs ainsi qu'à leur exhaussement. Cette stabilisation des bancs est qualifiée de « dynamique de lit amoindrie » par les gestionnaires (SISARC, 2012). Cela engendre une élévation du niveau d'eau lors d'événements hydrologiques majeurs et donc un accroissement du risque d'inondations dans le secteur de la Combe de Savoie. Cela a également un impact écologique sur le milieu présentant une moindre diversité d'habitats.

Le barrage hydroélectrique d'Aigueblanche situé environ 40 km à l'amont de Fréterive (Figure II.1 a) subit un ensablement causant des problèmes relatifs à sa sûreté. Des chasses de barrage (Figure II.3 a) sont réalisées presque toutes les années pour limiter cet ensablement et vider les sédiments accumulés dans la retenue. Ces chasses sont uniquement effectuées lors de périodes de fonte de neige avec des débits conséquents dans l'Isère afin de limiter la concentration en MES dans l'écoulement et garder un niveau d'oxygène assez élevé pour ne pas nuire à la faune. Lors des crues naturelles ou des chasses, les niveaux d'eau peuvent atteindre les parties sommitales des bancs et engendrer le dépôt de quantités importantes de sédiments fins (Figure II.4).

La gestion actuelle des bancs consiste en un essartement mécanique de la végétation (broyage avec maintien du système racinaire) ou un arasement complet (déboisement, dessouchage et arasement des bancs : extraction de sédiments fins et abaissement des toits des graviers sur 20 à 80 cm) dans le cadre

des Programmes d'Actions de Prévention des Inondations (PAPI). Ces travaux de restauration ont un coût très élevé, de l'ordre du million d'euros.

Un ensemble d'actions et d'expérimentations sont réalisées dans le cadre de discussions entre le Syndicat Mixte de l'Isère et de l'Arc en Combe de Savoie (SISARC), le Centre d'Ingénierie Hydraulique (CIH) et l'Unité de Production Hydro Alpes. En particulier, la capacité de « lâchers morphogènes » en complément de l'arasement des bancs permettant de mobiliser les graviers et d'éliminer la végétation et les sédiments fins a été testée et évaluée ces dernières années (Loire, 2019).



Figure II.3 : Photographies lors de la chasse du barrage d'Aigueblanche de 2018 (a) au niveau du barrage, (b) en amont de la Combe de Savoie et (c) en Combe de Savoie. Source : Loire (2019).

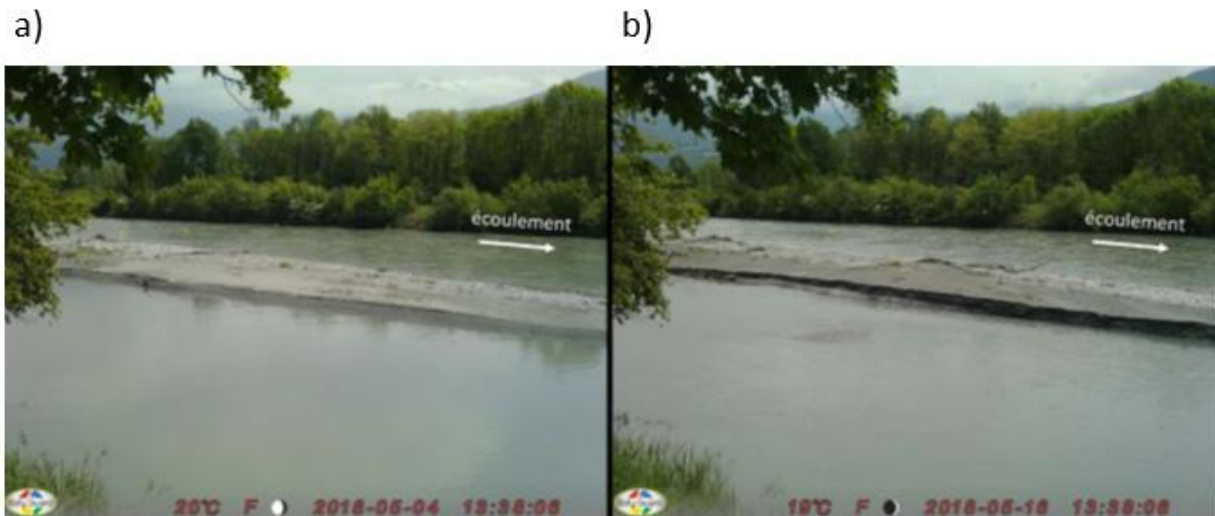


Figure II.4 : Photographies time lapses au niveau du banc de Fréterive (a) avant et (b) après la chasse de barrage d'Aigueblanche de 2018 au même débit (environ  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Source : Bel (2020).

### II.1.1.1.5 Tronçon d'intérêt

Dans ce manuscrit, nous nous concentrons sur la portion amont de la Combe de Savoie, et en particulier le tronçon situé entre le Pont de Grésy et le pont Royal (confluence avec l'Arc) au droit de la ville de Fréterive (Figure II.1 b). Sur ce tronçon, la largeur du lit de la rivière est d'environ 100 m et sa pente de l'ordre de 0.2 %. L'ensemble des mesures réalisées pendant la thèse ainsi que le modèle numérique construit se situent sur ce secteur. Les caractéristiques de l'Isère sur le tronçon d'intérêt sont synthétisées dans le Tableau II.2.

### II.1.1.2 Stations de mesures et données

De nombreuses stations de mesures de l'hydrologie et du transport sédimentaire par suspension sont installées sur le site Arc-Isère (Thollet et al., 2021). Les stations hydro-sédimentaires de Montmélian (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement – DREAL Auvergne Rhône Alpes, depuis 1988) et de Grenoble-Campus (EDF/IGE, depuis 2006) sont les stations de mesures historiques sur l'Isère. Les stations hydro-sédimentaires principales sur l'Arc sont les stations de Pontamafrey (EDF, depuis 2009) et Chamousset (DREAL Auvergne Rhône Alpes, depuis 2011). La mesure du débit se fait à travers la mesure de la hauteur d'eau (capteur de pression) et une courbe de tarage sur chaque station. La mesure de la concentration en MES se fait à travers la turbidité (turbidimètre) et une relation MES/Turbidité pour chaque turbidimètre. Les hauteurs d'eau et la turbidité sont mesurées à ces stations à des pas de temps régulier d'1 h.

A l'amont du tronçon d'intérêt, les débits et les flux de MES sont évalués au niveau du pont de Grésy. Aucune mesure de débit n'étant réalisée au niveau de ce pont, le débit est reconstitué soit à partir des stations à l'aval soit grâce à celles à l'amont. Les préconisations de la Division Technique Générale (DTG) d'EDF ont été appliquées lorsque c'est possible (Zanker, 2019), recommandant de reconstituer le débit à Grésy à partir de la somme des débits à la station de Conflans ( $Q_{Conflans}$ , sur l'Isère en amont d'Albertville – station DREAL W011001101) et la station de Venthon ( $Q_{Venthon}$ , sur l'Arly en amont d'Albertville – station DREAL W043000101), décalés d'une heure :  $Q_{Grésy}(t) = Q_{Conflans}(t - 1) + Q_{Venthon}(t - 1)$ . Cette estimation est supposée meilleure que l'estimation du débit à la station de Grignon. Le temps de transit nécessaire entre Albertville et Grésy est estimé à environ 1 h, d'où le décalage d'une heure dans le calcul du débit. Pour les quelques courtes durées de la chronique où les mesures à Conflans et à Venthon ne sont pas disponibles, la valeur du débit à la station de Grignon ( $Q_{Grignon}$ , sur l'Isère à l'aval d'Albertville – station DREAL W0500004) est utilisée, avec un décalage d'1h également :  $Q_{Grésy}(t) = Q_{Grignon}(t - 1)$ . Notons que ces deux méthodes d'estimation du débit à Grésy par un calcul par l'amont donnent des estimations très proches (Claude, 2021). Cependant, sur la période du 25/05/2011 au 25/06/2012, aucune de ces deux méthodes ne peuvent être appliquées, le débit est alors estimé par un calcul par l'aval : la différence entre le débit à la station du pont Royal ( $Q_{Royal}$ , sur l'Isère à l'aval de la confluence avec l'Arc – station DTG Q0025) et celui à Aiguebelle ( $Q_{Aiguebelle}$ , sur l'Arc en amont de la confluence avec l'Isère – station DREAL W1074030) :  $Q_{Grésy}(t) = Q_{Royal}(t) - Q_{Aiguebelle}(t)$ .

Un turbidimètre est installé au pont de Grésy (station DTG E4400) et la concentration en MES est obtenue à partir de la turbidité suivant les préconisations du CIH et de la DTG, à partir de prélèvements ponctuels effectués sur cette période (Claude, 2021). La relation utilisée est :  $C_{Grésy}(t) = \alpha \cdot Tu_{Grésy}(t)$  où  $C_{Grésy}$  est la concentration en MES au pont de Grésy,  $Tu_{Grésy}$  est la turbidité mesurée et  $\alpha = 1.1$  si  $Q <$

$180 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\alpha = 1.64$  si  $180 < Q < 240 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $\alpha = 2.97$  si  $Q > 240 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Le flux de MES est ensuite obtenu par :  $F_{Grésy}(t) = Q_{Grésy}(t) \cdot C_{Grésy}(t)$ .

### II.1.1.3 Hydrologie

Le régime hydrologique de l'Isère en Combe de Savoie est pluvio-nival, caractérisé par une période d'étiage en automne-hiver et une période de hautes eaux à la fin du printemps-début d'été due à la fonte de neige (Figure II.5). Ce régime est influencé par les aménagements hydroélectriques qui réduisent l'amplitude des variations saisonnières : les débits d'étiage en hiver sont soutenus et une partie des débits de fonte est stockée dans les retenues (Vivian, 1994).

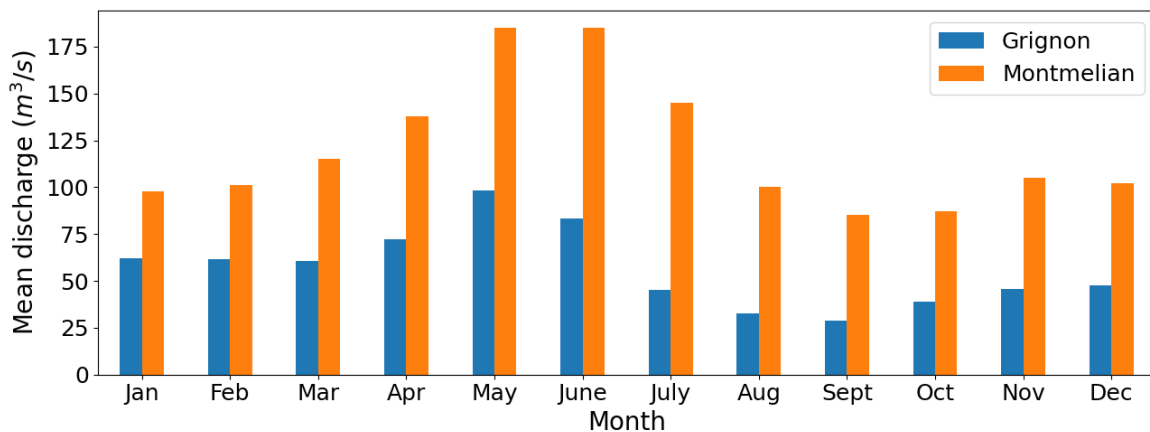


Figure II.5 : Débits moyens mensuels sur l'Isère aux stations de Grignon (amont) et de Montmélian (aval) calculés sur la période 2012-2021 pour la station de Grignon et 1988-2014 pour la station de Montmélian.

La portion amont du tronçon d'intérêt de la Combe de Savoie est court-circuitée par la dérivation Isère-Arc vers la centrale de Randens (Figure II.1 a). L'hydrologie dans la portion amont de la Combe de Savoie est donc plus amoindrie que celle de la portion aval (Figure II.5) principalement du fait des apports de l'Arc et cette dérivation. Par ailleurs, plus d'informations sont disponibles en aval de la confluence avec l'Arc via la station de mesure à Montmélian car celle-ci est instrumentée depuis 1988. Le secteur amont n'ayant été instrumenté qu'en 2011, l'hydrologie y est donc moins bien connue qu'à l'aval. Néanmoins, les mêmes tendances sont observées à l'amont mais avec des débits moindres (Figure II.5).

Les valeurs de débits moyens annuels et des débits en crue estimés à l'amont et à l'aval sont reportées dans le Tableau II.1. Le débit moyen à l'amont ( $53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) est environ égal à la moitié de celui à l'aval ( $120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Depuis 2000, 5 crues de l'ordre de la crue décennale (temps de retour d'environ 10 ans) ont eu lieu à Montmélian (en 2000, 2001, 2008, 2010 et 2015), dont 4 pendant les périodes de fonte des neiges (Jourdain, 2017).

## II.1 Sites d'étude

Tableau II.1 : Débits moyens et débits de crues ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) de différents temps de retour (1, 2, 5, 10 et 50 ans) estimés sur le tronçon amont (Albertville, station Grignon) et sur le tronçon aval (Montmélian). Source : Jourdain (2017).

	Tronçon amont – Albertville	Tronçon aval – Montmélian
$Q_{moyen}$	53*	120*
$Q_{1an}$		420*
$Q_{2ans}$	300**	470***
$Q_{5ans}$	430**	630***
$Q_{10ans}$	477**	740***
$Q_{50ans}$	940**	980***

\* calcul sur la période 2012-2021 à Albertville, 1988-2015 à Montmélian

\*\* Estimation peu fiable de STUCKY et al. (2008)

\*\*\* Banque hydro période 1988-2015, loi de Gumbel

### II.1.1.4 Dynamique morphologique et transport sédimentaire

Les bancs occupent une partie importante de la largeur du cours d'eau, de l'ordre de 30 à 50 % de la section du cours d'eau dans le tronçon amont de la Combe de Savoie (SISARC, 2012). La végétalisation des bancs joue un rôle important sur leur dynamique (Jourdain et al., 2019). La part des bancs complètement végétalisés et stabilisés en Combe de Savoie est estimée à 28 % en 2005 (STUCKY et al., 2008). Pendant les crues intenses, quelques érosions latérales des bancs peuvent avoir lieu, mais les crues ne sont pas capables de déplacer les bancs de manière significative (Vautier, 2000). Des essais sur un modèle réduit ont montré que seules des conditions exceptionnelles garantissent une mobilité des bancs et limitent le développement de la végétation. Selon ces expériences, il faut un débit de temps de retour de 5 ans maintenu pendant 10 jours pour garantir une mobilité (Claude et al., 2018). Ces résultats sont cohérents avec les observations de suivi de la crue décennale de mai 2015 (Jourdain, 2017). Elle a conduit à des changements morphologiques importants, mais n'a pas détruit l'ensemble de la végétation jeune présente sur les bancs. Les crues récurrentes ne permettent donc pas de déplacer les bancs mais elles les submergent régulièrement. L'écoulement étant souvent chargé en MES, cela peut donner lieu à des dépôts de sédiments fins sur les bancs. Ils sont notamment piégés par la végétation ou dans des zones à faibles vitesses (Camenen et al., 2013b). Ces conditions sont à l'origine de l'exhaussement des bancs et de la déconnexion verticale des bancs du chenal actif.

La période d'étude dans ce manuscrit (2017-2021) se situe dans un cadre de travaux de restauration des bancs sur l'Isère en Combe de Savoie. La quasi-totalité des bancs en Combe de Savoie sur la zone d'étude a été essartée et arrasée de la végétation et de sédiments fins en 2017. Nous nous plaçons donc dans un état des bancs de graviers en cours de végétalisation depuis 2017 (Figure II.1 b).

Le bassin versant de l'Isère est très producteur de sédiments fins (principalement des sables et des limons, dont le diamètre est inférieur à 2 mm). Face aux forts enjeux opérationnels de sûreté des ouvrages, de qualité de l'eau ainsi que du risque d'inondations, les flux de sédiments fins dans le système Arc-Isère ont fait l'objet de plusieurs études (Antoine, 2013; Antoine et al., 2020; Dutordoir, 2014; Lauters et al., 2012; Thollet et al., 2021). Ces études se sont principalement focalisées sur la quantification des flux de MES sur l'Arc, sur le secteur aval de la Combe de Savoie ainsi qu'à Grenoble. Les concentrations en MES sont

élevées pendant les épisodes de crues, dépassant presque systématiquement  $1 \text{ g/L}$ . Cela génère un flux de MES élevé sur l'année : le flux annuel moyen sur la période 1995-2005 est estimé à  $1.76 \text{ Mt} \cdot \text{y}^{-1}$  à Grenoble par Dumas (2007). Les valeurs maximales de concentrations sont de l'ordre de  $20 \text{ g/L}$  sur l'Isère à la station Grenoble-Campus et de  $40 \text{ g/L}$  sur l'Arc à la station Pontamafrey sur les 10 dernières années (Thollet et al., 2021). Le flux annuel spécifique par suspension calculé à partir de 2010 à Montmélian est de  $310 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$  (Thollet et al., 2021). Ce flux est intermittent : sur la période 2006-2012, environ 50 % du flux de MES a transité pendant 2% du temps ( $T_{s50\%} \approx 2\%$ ) à la station Grenoble-Campus selon Dutordoir (2014).

Au pont de Grésy à l'amont du tronçon d'intérêt, les flux de MES sont moins importants car le tronçon se situe en amont de la confluence avec l'Arc qui contribue de manière importante au flux de l'Isère. Le flux de MES annuel moyen au pont de Grésy est estimé à  $730 \text{ kt} \cdot \text{y}^{-1}$  sur la période 2012-2020 (Figure II.6) (Claude, 2021), correspondant à un flux spécifique d'environ  $283 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$  (légèrement inférieur à celui estimé à Montmélian). Ce flux est intermittent et quelques événements sont responsables d'une grande partie du flux. Certaines années très chargées (comme 2015 ou 2018) ont fait transiter une quantité importante de MES ( $> 2.5 \text{ Mt}$  pour 2015 et environ  $1.3 \text{ Mt}$  pour 2018) et d'autres peu chargées ont fait transiter une plus faible quantité de MES (environ  $200 \text{ kt}$  en 2019). Notons que la contribution des chasses de barrage au flux total est de l'ordre de 20 %. Le reste du flux annuel est dû à des événements qui font transiter des quantités de MES plus faibles mais plus fréquemment (Figure II.6 et Figure II.7).

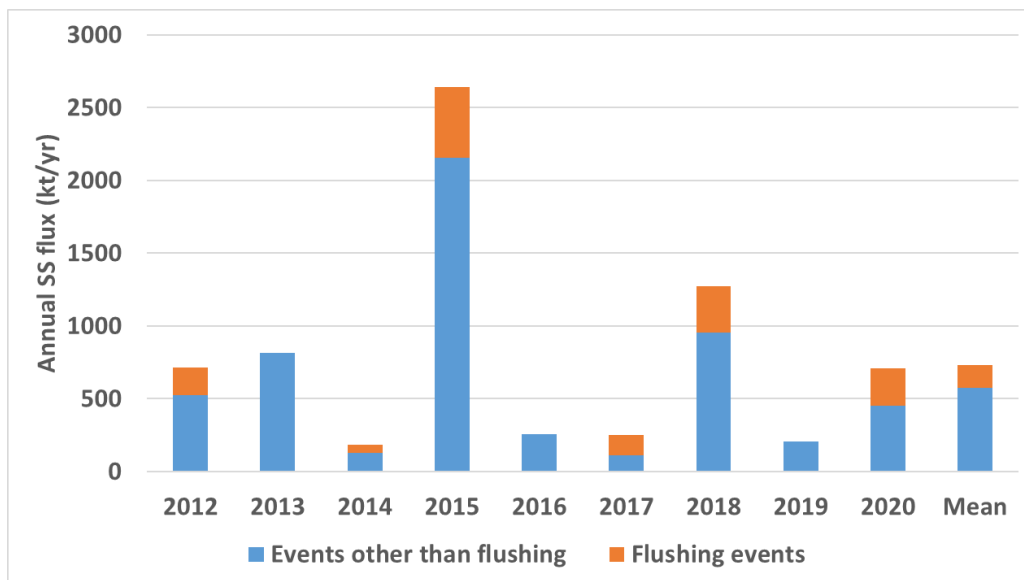


Figure II.6 : Flux annuels de MES évalués à la station de Grésy sur la période 2012-2020 séparés selon l'origine du flux (lors d'une chasse d'Aigueblanche ou d'un autre événement). Source : adapté de Claude (2021).

### *II.1.1.5 Chroniques et événements sur la période 2017-2021*

Un focus particulier est réalisé sur la période de janvier 2017 à Mai 2021 au cours de laquelle les campagnes de mesures ont été réalisées ainsi que les simulations numériques d'événements. On distingue 25 événements principaux sur cette période (Figure II.7), dont :

- 3 chasses du barrage d'Aigueblanche aux mois de mai 2017, 2018, 2020.
- 22 événements variés avec apport sédimentaire important, liés soit à des i) crues sur l'Isère, ii) crues sur l'Arly, iii) événements de faible ampleur mais fortement chargés en MES (par exemple des laves torrentielles). Parmi ces 22 événements, on distingue :
  - 5 événements avec des débits liquides importants (pic de crue  $> 200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) ayant eu lieu pendant la période d'hiver : 01/18, 11/19, 02/20 et 01/21 ;
  - 8 événements liés à la fonte, dont les débits liquides sont élevés (pics de débits entre  $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), entre les mois de mars et de juin : 06/18, 05/19, 06/19, 03/20, 05/20 et 05/21 ;
  - 9 événements d'été avec des débits liquides modestes ( $< 80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) : 06, 07 et 08/17, 08/18, 07 et 08/19.



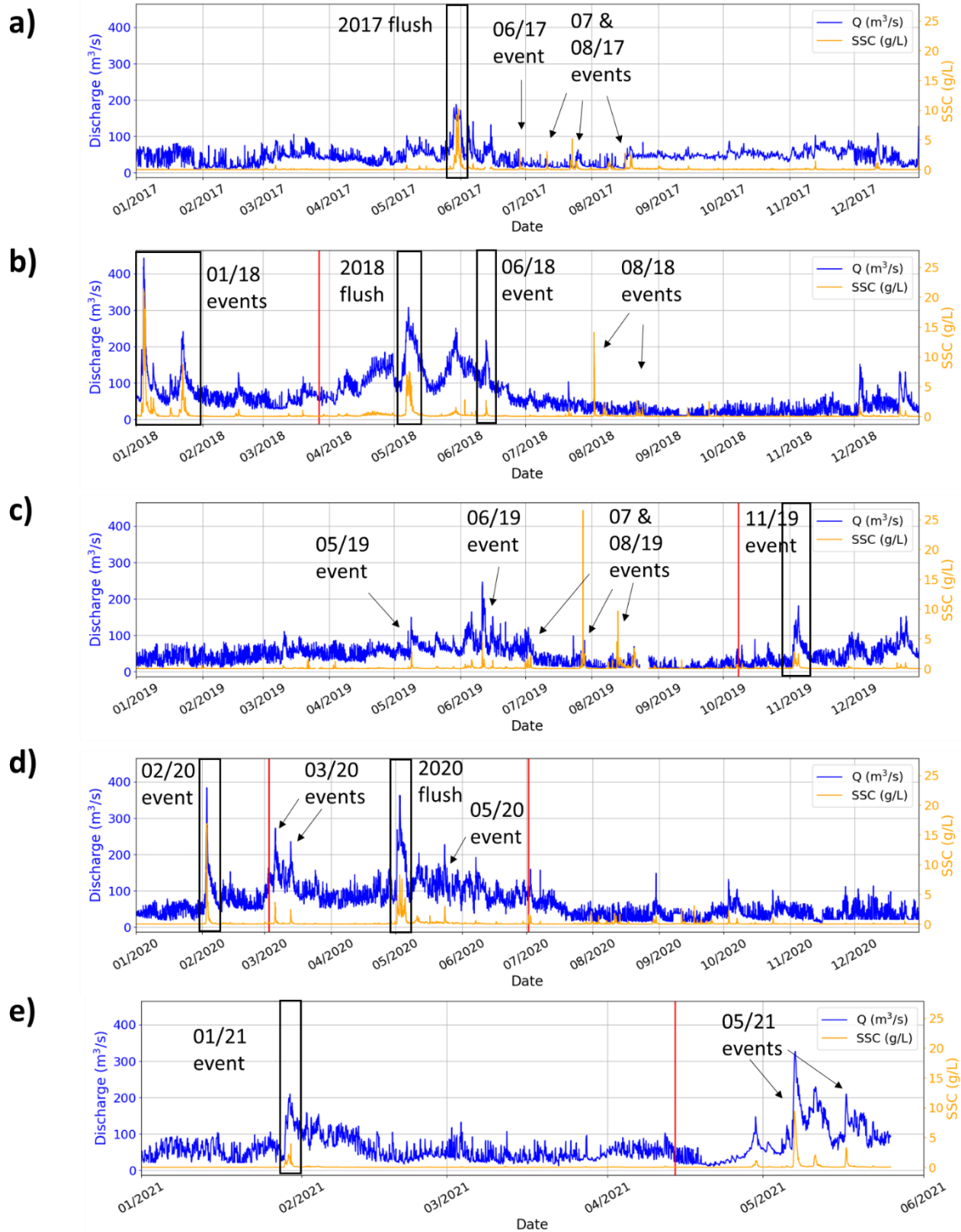


Figure II.7 : Chronique de débits et de MES sur la période 2017-2021 au pont de Grésy. Les principaux événements avec apports importants de MES et les chasses du barrages d'Aigueblanche sur la période sont mis-en-évidence. Les traits rouges verticaux correspondent aux campagnes de mesures d'érodibilité.

## II.1.2 LE GALABRE

### II.1.2.1 Introduction et enjeux

#### II.1.2.1.1 Observatoire Draix-Bléone

La rivière Galabre est un cours d'eau situé dans les Alpes du Sud. Le bassin versant du Galabre fait partie du « Service National d'Observation » (SNO) Draix-Bléone (<https://oredraixbleone.inrae.fr/en/>) et de l'infrastructure de recherche « Observatoires de la Zone Critique : Application et Recherche » (OZCAR, <https://www.ozcar-ri.org>). Il s'agit d'une infrastructure nationale regroupant 21 observatoires qui s'intéressent à différents compartiments de la zone critique (Gaillardet et al., 2018). De nombreux travaux ont été réalisés au sein de cet observatoire s'intéressant en particulier à l'hydrologie, aux processus d'érosion et au transport de sédiments par charriage et suspension (Esteves et al., 2019; Grangeon et al., 2014; Le Bouteiller et al., 2011; Legout et al., 2021, 2013; Mathys et al., 2005; Navratil et al., 2010, 2011, 2012; Uber et al., 2021).

Ce site présente moins d'enjeux opérationnels que l'Isère, car les cours d'eau ne sont pas directement aménagés et régulés. Néanmoins, ces rivières de montagne ont un très fort potentiel d'export de sédiments fins, qui aboutissent dans les rivières et les retenues des barrages à l'aval. Effectivement, ces flux passent par la Durance puis alimentent le Rhône. Les études montrent que la Durance contribue à hauteur de 24% des flux de sédiments du Rhône (Poulier et al., 2019).

#### II.1.2.1.2 Particularités du bassin versant du Galabre

Le bassin versant du Galabre (Figure II.8) est instrumenté depuis 2007 pour acquérir des mesures de météorologie à travers deux stations météo et pluviométrie : Ainac et La Robine sur Galabre (Figure II.8 c), d'hydrologie, de flux de MES et de matière dissoute à travers deux stations hydrométriques : la station de la Robine-sur-Galabre (Figure II.8 c et Figure II.10) et la station « Riple » en service depuis 2018, 2.5 km à l'aval (Figure II.10). Les aires drainées en amont de chacune des deux stations hydrologiques sont respectivement de 20 et 34 km<sup>2</sup>.

L'altitude du bassin versant varie entre 730 m à la station de la Robine sur Galabre et 1900 m au sommet. Le bassin versant du Galabre est composé de cinq types de roches sédimentaires : 34 % de roches calcaires, 30 % de marne, 9 % de molasses, 9 % de gypse et 18 % de dépôts quaternaires (Esteves et al., 2019). La majorité de la surface du bassin versant est occupée par de la forêt (51 %) et des prairies (40 %). Les 9 % restant correspondent aux zones de « badlands » non-végétalisées (Figure II.9 et Figure II.10) qui sont les zones actives en érosion (Legout et al., 2013).

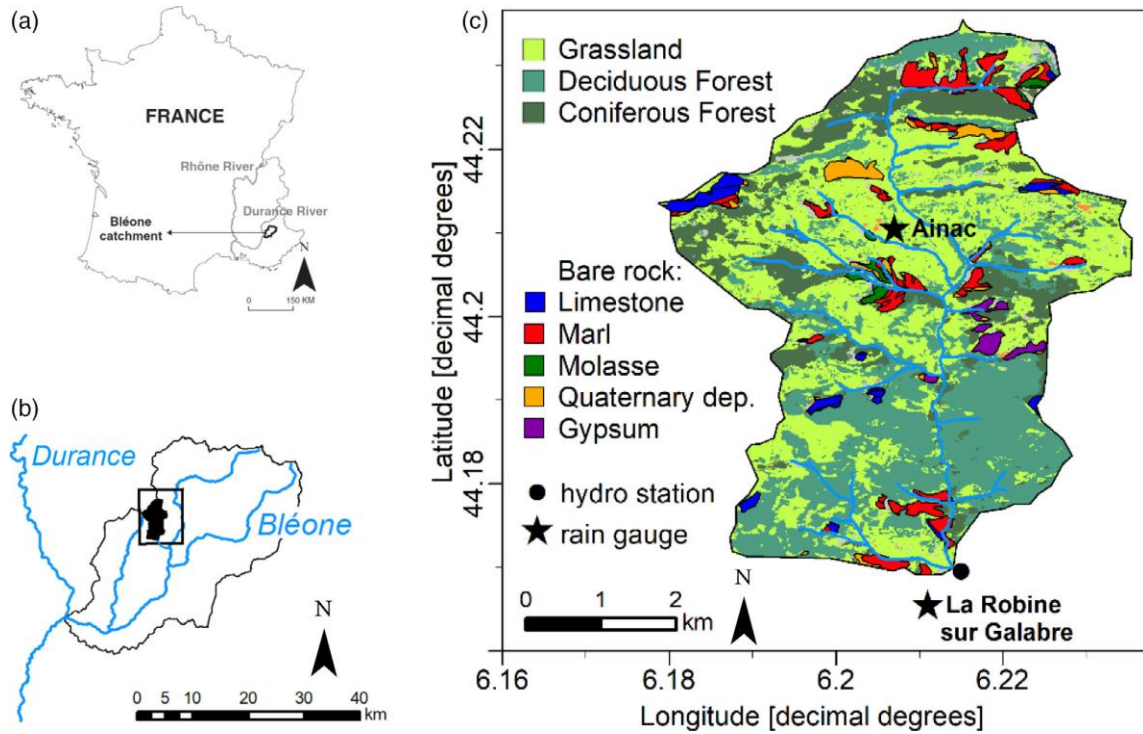


Figure II.8 : (a) Position géographique du bassin versant de la Bléone, (b) celle du Galabre (bassin versant coloré en noir) et (c) carte géologique et usage des sols du bassin versant du Galabre. Source : Legout et al. (2021).



Figure II.9 : Images de badlands sur le bassin versant du Galabre avec (a) des marnes noires, (b) de la molasse et (c) du calcaire. Source : Uber (2020).

### II.1.2.1.3 Tronçon d'intérêt

Nous nous intéressons dans ce manuscrit au tronçon du Galabre situé entre la station hydro-sédimentaire de la Robine sur Galabre (nommée aussi station amont) et la station « Riple » (Nord et al., 2020 ; nommée aussi station aval). Plus précisément, les mesures et la modélisation numérique ont été réalisées sur la partie aval de ce tronçon sur environ 1 km à l'amont de la station Riple (Figure II.10). Sur ce tronçon, la largeur du lit du Galabre varie entre 5 et 30 m selon les conditions hydrologiques et la pente moyenne du cours d'eau est de 2 %. Les caractéristiques du Galabre sur le tronçon d'intérêt sont synthétisées dans le Tableau II.2.



## II.1 Sites d'étude

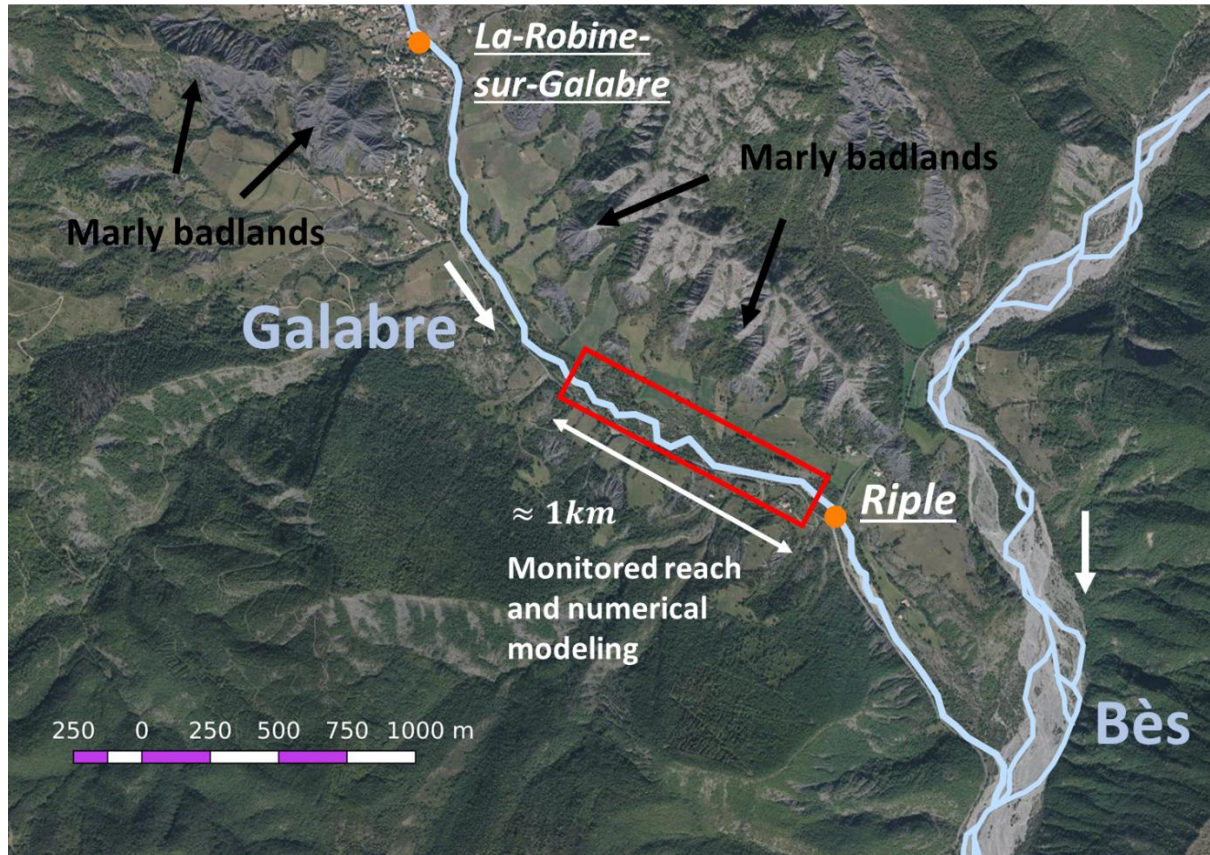


Figure II.10 : Carte du tronçon d'intérêt du Galabre entre les stations hydro-sédimentaires amont « La Robine sur Galabre » et aval « Riple ». Le rectangle rouge correspond à la zone d'environ 1 km sur laquelle les mesures de ce manuscrit ont été faites ainsi que l'étendue du modèle numérique.

### II.1.2.2 Stations de mesures et données

Le débit à la station amont est mesuré par la hauteur d'eau (24 GHz radar) et une courbe de tarage basée sur 35 mesures de débits. La concentration en MES est mesurée à l'aide d'un turbidimètre (Visolid 700-IQ, WTW) et une relation MES/Turbidité basée sur des prélèvements automatiques lorsque la turbidité dépasse 5 et 20  $g/L$  de  $SiO_2$ . Les détails sur les protocoles de mesure sont donnés par Legout et al. (2021) et Navratil et al. (2011). Des mesures équivalentes sont réalisées à la station Riple installée depuis 2018 (Nord et al., 2020). La spécificité de cette station aval est qu'elle dispose d'une caméra permettant d'obtenir des champs de vitesses de surfaces en crue obtenus par LSPIV. Les hauteurs d'eau et les turbidités sont mesurées à ces deux stations à des pas de temps réguliers de 10 min.

### II.1.2.3 Climat, précipitation et hydrologie

Le climat est méditerranéen et montagneux. La température moyenne annuelle est de 12 °C. Le climat est caractérisé par des périodes de gel en hiver et des périodes de hautes températures en été. Il existe une variabilité d'environ 18°C entre les mois les plus chauds et les mois les plus froids (Esteves et al., 2019). La quantité de précipitation moyenne annuelle est d'environ 1000 mm à la station Ainac. Comme pour les

températures, les cumuls et les intensités de pluies sont très variables selon les mois. On distingue deux régimes de pluie distincts. En automne et en hiver, les pluies sont généralisées sur l'ensemble du bassin versant sur des durées longues de l'ordre de la journée mais à des intensités faibles. Les événements ayant lieu en fin de printemps et en été sont quant à eux plus localisés correspondant à des événements d'orage sur des durées courtes de quelques heures mais avec de fortes intensités (Navratil et al., 2012). Le débit moyen annuel sur le Galabre est de  $0.281 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la Robine sur Galabre (Esteves et al., 2019) avec une forte variabilité durant l'année liée au climat et aux précipitations sur le Galabre (Figure II.11 b). Les débits sont faibles durant l'été (jusqu'à  $0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et plus élevés durant le printemps et l'hiver (jusqu'à  $35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Même si les débits sont globalement faibles durant l'été, des crues d'été ont lieu et sont causées généralement par les orages. Au contraire, les crues d'hiver sont plutôt liées aux épisodes de pluie généralisée (Esteves et al., 2019). Les niveaux d'eau et les vitesses d'écoulement à l'étiage et en crue sont illustrés par la Figure II.12.

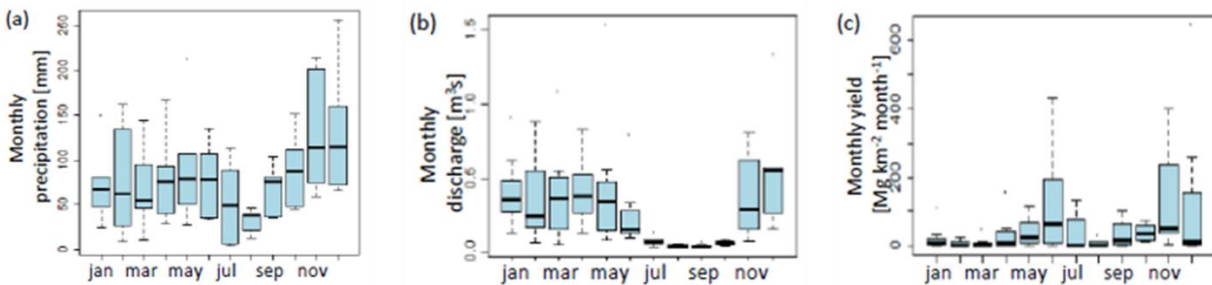


Figure II.11 : Dynamique intra-annuelle de (a) la pluie, (b) des débits et (c) des flux de sédiments sur le Galabre. Les résultats sont issus de moyennes mensuelles sur la période 2007-2014. Source : Esteves et al. (2019).

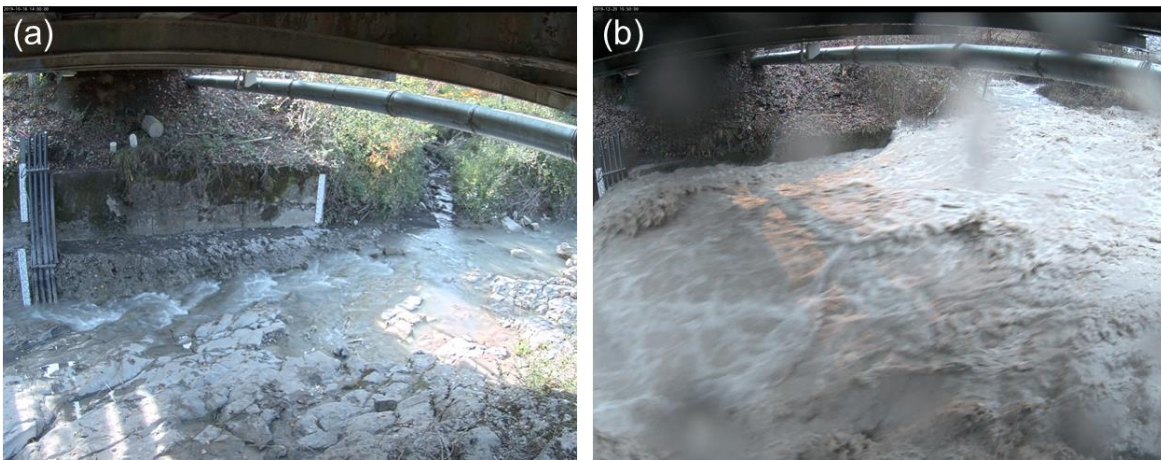


Figure II.12 : Images de l'écoulement du Galabre à la station hydro-sédimentaire amont « la Robine sur Galabre » (a) à l'étiage (16/10/2019) et (b) en crue (20/12/2019). Source : Uber (2020).

### II.1.2.4 Dynamique morphologique et transport sédimentaire

Une quantité importante de sédiments transite par suspension sur le Galabre. Le flux annuel spécifique par suspension calculé sur la période 2007-2014 sur la station amont est de  $670 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$  (Esteves et al., 2019). Cette valeur est la résultante d'un flux de MES très variable durant l'année (Figure II.11 c). Certains mois sont effectivement chargés et transportent une part importante du flux alors que d'autres font transiter peu de MES. Des valeurs de concentrations très fortes ont été relevées durant les crues majeures ou les orages d'été [valeur maximale observée de  $360 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$  en novembre 2012 (Esteves et al., 2019)]. Ainsi, le flux de MES transitant sur le Galabre est très intermittent : la moitié du flux de MES passe pendant 0.2 % du temps ( $T_s 50\% = 0.2\%$ ) et 90 % du flux de MES passe pendant seulement 2 % du temps ( $T_s 90\% = 2\%$ ) (Navratil et al., 2011). Les 30 événements les plus concentrés représentent plus de 80 % du flux total sur la période 2007-2014 (Esteves et al., 2019).

Les particules fines qui transitent sont essentiellement issues de badlands de marnes, de molasse ou d'un mélange des deux (Legout et al., 2013). La contribution respective de chacune des lithologies aux flux de MES varie d'un événement à l'autre et au sein d'un même événement, principalement du fait de la variabilité spatio-temporelle de la pluie (Uber et al., 2021). Des orages d'été peuvent en effet activer uniquement une lithologie particulière, par exemple les badlands développés dans la marne pour les crues d'août 2019. Les variabilités temporelles des contributions respectives de chaque zone source sont également modulées par le fait que les flux de MES mesurés aux exutoires résultent de l'érosion sur les versants et de la remobilisation des particules fines précédemment déposées dans le lit de la rivière.

### II.1.2.5 Chroniques et événements sur la période 2018-2020

Comme pour l'Isère, un focus particulier est réalisé sur la période de 2018 à 2020, au cours de laquelle on peut distinguer des processus hydro-sédimentaires différents selon la période de l'année (Figure II.13) :

- Un premier pic de flux de MES est observé en fin de printemps / début d'été (mai – juillet) malgré des débits liquides faibles (Figure II.11 c). Les intensités locales de pluie fortes (par les orages d'été par exemple) fournissant des sédiments à la rivière en quantité importante. Les concentrations en MES rencontrées dans l'écoulement sont alors les plus fortes sur ces périodes (Figure II.13). Comme les débits ne sont pas très élevés, une partie des MES se stocke dans le lit du Galabre.
- Un second pic de flux de MES a lieu en fin d'automne (Novembre – Décembre) (Figure II.11 c), causé par des débits liquides élevés et une disponibilité de matériel à la fois sur les versants et dans le lit de la rivière (Figure II.13). Ces périodes sont propices à des crues morphogènes sur le Galabre, comme par exemple la succession des crues fin 2019 qui a causé une mobilité importante du lit du Galabre. Par analyse des évolutions morphologiques, on estime qu'au-delà de  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , la mobilité des graviers devient importante.
- En début d'année (janvier – mars), les flux de MES sont faibles malgré des débits élevés (Figure II.11 c et Figure II.13). Cela peut s'expliquer par une plus faible disponibilité de matériaux fins dans le lit comparé à la période précédente et par des intensités de pluie plus faibles qu'en été ne permettant pas d'exporter des sédiments des versants. Les concentrations dans l'écoulement restent faibles pendant ces périodes (Figure II.13).

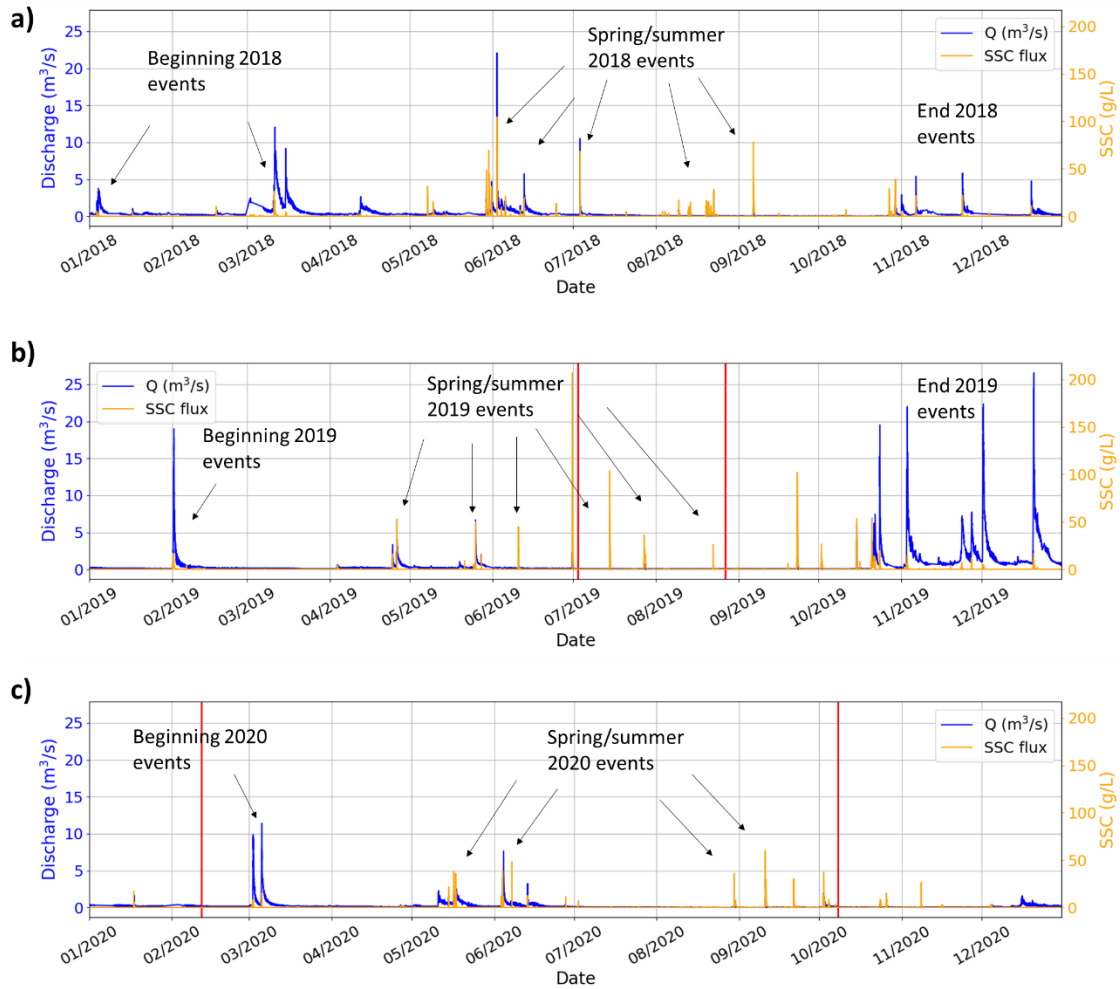


Figure II.13 : Chronique de débits et de MES sur la période 2018-2020 à la station amont du Galabre. Les principaux événements sur la période sont mis-en-évidence. Les traits rouges verticaux correspondent aux campagnes de mesures d'érodibilité sur le terrain.



## II.1 Sites d'étude

Tableau II.2 : Comparaison des deux sites d'études en termes de caractéristiques du bassin versant et de l'hydrologie, morphologie des cours d'eau et dynamique des sédiments fins.

Caractéristiques	Isère (Combe de Savoie)	Galabre
<b><u>Bassin versant et hydrologie</u></b>		
Taille du bassin versant	<u>Grand</u> : 2577 km <sup>2</sup>	<u>Petit</u> : 20 km <sup>2</sup>
Impact humain	<u>Fort</u> : rivière endiguée et régulée par plusieurs barrages et des dérivations d'écoulement. Chasses de barrages effectuées annuellement	<u>Faible / Inexistant</u>
Hydrologie	<u>Pluvio-nivale, impactée par les aménagements</u> : étiage l'hiver, hautes eaux le printemps	<u>Méditerranéenne / montagneux</u> : étiage l'été, hautes eaux printemps / automne
Intermittence du débit liquide*	<u>Faible</u> : $T_v,50\% = 32\%$	<u>Forte</u> : $T_v,50\% = 9\%$
<b><u>Morphologie de la rivière</u></b>		
Largeur du lit	~ 100 m	~ 10 m
Formes du lit	Rectiligne avec bancs alternés (végétalisés) et îlots formant des chenaux secondaires	Présence de plusieurs chenaux secondaires (dé-)connectés selon les conditions d'écoulement
Pente de la rivière	~ 0.1 %	~ 2 %
Tailles caractéristiques des graviers	$d_{16} = 11 \text{ mm}, d_{50} = 28 \text{ mm}, d_{84} = 52 \text{ mm}$	$d_{16} = 4.3 \text{ mm}, d_{50} = 35 \text{ mm}, d_{84} = 93 \text{ mm}$
Dynamique morphologique	Bancs alternés restaurés en cours de végétalisation	Des crues morphogènes régulières font évoluer le lit du Galabre
<b><u>Dynamique des sédiments fins</u></b>		
Flux annuel spécifique de sédiments fins	~ 283 t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup>	~ 670 t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup>
Sources de sédiments fins	Sources amont de l'Isère ou affluents (Arly), chasses de barrages, laves torrentielles	Badlands de marnes noires et molasses
Concentration en MES max en crue	~ 10 g.L <sup>-1</sup>	~ 100 g.L <sup>-1</sup>
Intermittence du flux de MES**	<u>Forte</u> : $T_s,50\% = 2\%$	<u>Très forte</u> : $T_s,50\% = 0.2\%$
Diamètre médian absolu des dépôt fins	Mixtures sablo-limoneuses ~ 100 ± 60 μm	Marnes $d_{50} \approx 15 \pm 5 \mu\text{m}$ Molasses $d_{50} \approx 30 \pm 7 \mu\text{m}$

\* Indicateur  $T_v,50\%$  : % du temps pendant lequel 50% du débit liquide passe

\*\* Indicateur  $T_s,50\%$  : % du temps pendant lequel 50% du flux de MES passe

## II.2 APPAREILS DE MESURE DE L'ERODIBILITE ET CALIBRATIONS

### II.2.1 CAHIER DES CHARGES ET SELECTION DES APPAREILS DE MESURE

Pour sélectionner des dispositifs de mesures de l'érodibilité adaptés aux rivières à graviers, un cahier des charges a été établi (Tableau II.3).

La fonction principale de l'appareil souhaité est la mesure de la contrainte critique d'érosion et du flux d'érosion pendant un essai d'érosion. Il faut donc pouvoir réaliser des essais où l'on peut générer des contraintes par paliers sur le sédiment. Des mesures antérieures réalisées sur l'Isère (Legout et al., 2018) avec l'appareil « U-GEMS Microcosm » ont montré que les sédiments de l'Isère étaient très résistants : la contrainte maximale de cet appareil ( $\tau = 0.5 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ ) n'a pas suffi pour éroder la moitié des dépôts (12 parmi 23 mesures réalisées sur l'Isère et l'Arc). Par ailleurs, Antoine (2013) a montré sur la base de mesures granulométriques, de formulations de la littérature et de modélisations numériques que les contraintes critiques d'érosion pour les matériaux de l'Isère et de l'Arc peuvent dépasser  $5 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ . En se basant sur ces éléments, le cahier des charges visait un appareil permettant d'atteindre des contraintes dépassant au moins  $2 - 3 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ . Afin de mesurer le flux d'érosion, l'appareil doit permettre la mesure de la concentration en continu à travers une mesure optique pour fournir un signal continu

Debnath et Chaudhuri (2010) et Tolhurst et al. (2009) recommandent de réaliser les mesures directement sur le terrain, surtout s'il s'agit de sédiments cohésifs. L'appareil doit également être le moins intrusif possible pour limiter la déstructuration du dépôt avant la mesure. La stratégie a donc été de se focaliser sur les dispositifs permettant des mesures *in situ*. Les dépôts de sédiments fins sur les deux sites d'études se trouvent dans des zones dispersées. On distingue en particulier des dépôts hors d'eau (en surface des bancs) et des dépôts en eau (par exemple dans les chenaux secondaires – zones d'eau stagnante ou en queue de banc – zones de vitesses faibles). Le dispositif doit donc permettre des mesures en surface et dans les zones faiblement immergées.

De plus, l'objectif des mesures est de caractériser la variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des sédiments fins. Sur les rivières à graviers, certains dépôts se situent dans les dépressions entre les éléments grossiers composant le lit, et présentent donc une extension spatiale de moins de  $0.25 \text{ m}^2$ . Nous privilégions donc les appareils ayant une empreinte spatiale relativement petite (pour maximiser les zones de mesures et étudier la variabilité spatiale à petite échelle) et permettant de réaliser des mesures rapidement pour pouvoir réaliser de nombreuses mesures dans ces différentes zones de dépôt lors de chaque campagne).

Enfin, pour des questions logistiques et pour faciliter les mesures, il est souhaitable que l'appareil puisse être manipulé par un seul opérateur, qu'il ne soit pas très consommateur en eau et qu'il soit autonome en énergie sur le terrain (fonctionnement sur batterie au moins une demi-journée).

Ainsi, parmi les appareils de la littérature présentés dans la revue bibliographique (section I.2.4.3), les appareils de laboratoire ainsi que les appareils encombrants comme les canaux portables ont été éliminés. Il restait donc les appareils à hélice et les appareils à jet d'eau. Nous avons décidé de réaliser les mesures

## II.2 Appareils de mesure de l'érodibilité et calibrations

avec un CSM (appareil commercial : MK4 – Partrak) disponible dès 2018 et un EROMES (Prototype réalisé à l'IGE en service depuis fin 2019). En complément, une campagne d'inter-comparaison a été réalisée avec un canal de laboratoire : l'ERODIMETRE de l'université de Caen. Le fonctionnement des dispositifs est présenté en détail dans la section suivante.

Tableau II.3 : Cahier des charges du dispositif de mesure souhaité.

Fonction	Descriptif	Exigence*
<b><u>A. Fonctions principales</u></b>		
<b>A1. Mesure de la contrainte critique et du flux d'érosion</b>	Le dispositif doit permettre de mesurer la contrainte critique et le flux d'érosion du sédiment.	0
<b>A2. Bornes de contrainte</b>	La contrainte doit pouvoir être contrôlée : il faut atteindre une valeur d'au moins $2 - 3 N.m^{-2}$ .	0
<b>A2-bis. Modification de la contrainte par paliers</b>	L'utilisateur doit être capable de modifier la contrainte par paliers ou utiliser des programmes prédéfinis.	0
<b>A3. Mesure de la concentration en MES</b>	La concentration de sédiments doit pouvoir être mesurée en continu via un proxy (Mesure optique).	0
<b>A4. Compatibilité avec les matériaux des sites</b>	Le capteur doit être sensible pour la gamme de sédiments que l'on trouve sur les deux sites d'études : cohésifs et sableux	1
<b><u>B. Environnement de mesure</u></b>		
<b>B1. Mesure in situ</b>	La mesure doit pouvoir se faire in situ.	0
<b>B2. Non-intrusif</b>	L'appareil doit être le moins intrusif possible et ne pas déstabiliser les sédiments avant la mesure.	0
<b>B3. Emprise spatiale</b>	L'emprise spatiale doit être petite.	0
<b>B4. Rapidité de mesure</b>	La mesure doit être la plus rapide possible.	0
<b>B5. Immersion / Non-immersion</b>	Le dispositif doit pouvoir faire des mesures en surface, ainsi qu'en milieu faiblement immergé dans l'eau (de quelques cm à 10 cm).	1
<b>B6. Maniabilité</b>	Le dispositif doit être léger et maniable par une seule personne et donc avoir une masse acceptable (< 20 kg).	1
<b>B7. Apport en eau</b>	L'apport en eau doit être limité (1 – 2 L max par essai).	1
<b>B8. Autonomie en énergie</b>	Le dispositif doit pouvoir fonctionner au moins 4h en continu sur batterie.	1
<b><u>C. Qualité, maintenance et stockage des données</u></b>		
<b>C1. Fiabilité et fréquence d'entretien</b>	L'appareil doit être fiable, durée de fonctionnement sans pannes > 6 mois.	1
<b>C2. Stockage des données</b>	L'appareil doit stocker les données de chaque mesure.	0

\* 0 : critère important : exigence forte ; 1 : cahier des charges flexible sur le critère

## II.2.2 PRINCIPE DE MESURE, PROTOCOLE ET DONNEES BRUTES DES 3 ERODIMETRES SELECTIONNES

### II.2.2.1 L'ERODIMETRE de l'Université de Caen

#### II.2.2.1.1 Description de l'appareil

Le canal de laboratoire portable utilisé lors de la campagne d'inter-comparaison d'avril 2021 sur l'Isère est L'ERODIMETRE (ou ERIS, Orvain et al., 2014; Orvain et Montano, 2021) de l'Université de Caen (Figure II.14). Il s'agit d'un canal rectiligne formé d'un circuit d'eau fermé de 21 litres en recirculation, composé d'une pompe (KSB, VITACHROOM-65-160/154C2) qui génère le courant dans le circuit, contrôlé par un variateur de fréquence (HITACHI) permettant de modifier le débit. Un débitmètre (ENDRESSHAUSER) mesure également le débit en continu à l'amont. Un porte-échantillon de 9 cm de diamètre permet d'insérer l'échantillon à l'emplacement prévu (Figure II.14 d). Un capteur de pression (ENDRESS-HAUSER, Deltabar S-PMD70) permet de suivre les contraintes subies par l'échantillon. Un piège à sable (Figure II.14 d) est installé à l'aval de l'échantillon pour suivre la quantité de sable érodé durant l'essai. Un turbidimètre ainsi qu'une sonde à fluorescence (Figure II.14 c) sont également plongés dans l'écoulement à l'aval pour mesurer la quantité de MES érodée ainsi que leur quantité de chlorophylle.

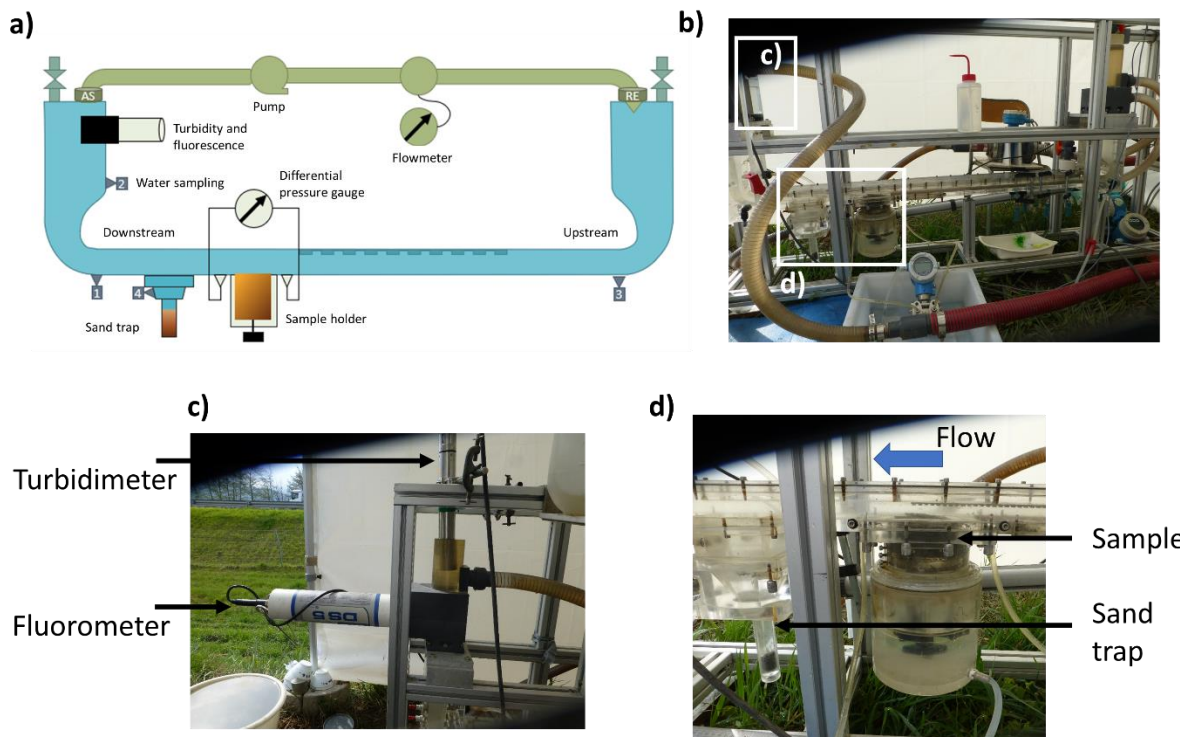


Figure II.14 : (a) Schéma (Orvain et Montano, 2021) et (b, c et d) photographies de l'ERODIMETRE de l'université de Caen et ses principaux composants.

### II.2.2.1.2 Protocole de mesure

La réalisation d'une mesure avec l'ERODIMETRE suit les étapes suivantes :

1. Prélèvement d'un échantillon de sédiments dans la zone préalablement identifiée pour la mesure, à l'aide d'un carottier de 20 cm de hauteur (Figure II.15) puis transport de l'échantillon vers le canal. Cette étape est à faire avec le plus de précautions possibles pour limiter l'effet du carottage et du transport sur les propriétés du sédiment.
2. Insertion de l'échantillon dans son emplacement dans le circuit du canal.
3. Début de l'essai d'érosion avec la mise en route la pompe puis l'application des paliers de 5 min à débits constants en augmentant toutes les 5 min la fréquence du régulateur d'1 Hz. La turbidité est enregistrée toute les 5 ou 10 sec pendant l'ensemble de l'essai.
4. Arrêt de l'essai lorsque le piège à sable est rempli. Avec les phases de carottage et de préparation du canal, un essai dure en moyenne entre 3 et 4 h selon les sédiments.
5. Prélèvement de 1 L réalisé en fin d'essai pour obtenir la relation MES-Turbidité spécifique aux sédiments caractérisés lors des essais.



Figure II.15 : Photographie lors du prélèvement de sédiments à l'aide du carottier : étape 1 du protocole de mesure avec l'ERODIMETRE.

### II.2.2.1.3 Données brutes disponibles en fin de mesure

Les données brutes mesurées par le dispositif sont la turbidité et le débit d'entrée dans le canal pendant l'essai d'érosion. Les signaux bruts sont donc l'évolution temporelle de la turbidité et du débit dans le canal lors de l'essai (Figure II.16 a). Il est également possible de tracer la turbidité moyenne de chaque palier en fonction du débit (Figure II.16 b).



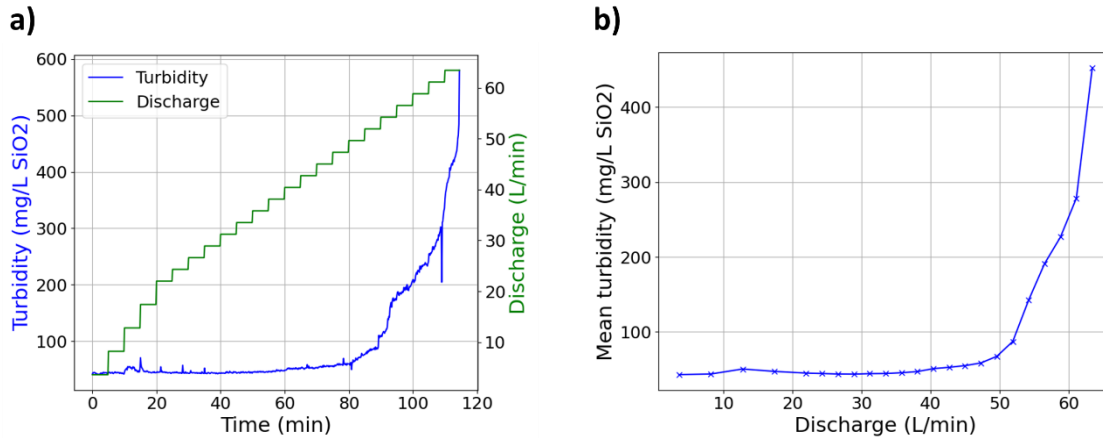


Figure II.16 : Signaux bruts (a) d'évolution de la turbidité (courbe bleue) et du débit d'entrée dans le canal (courbe verte) en fonction du temps et (b) d'évolution de la turbidité moyenne par palier en fonction du débit.

## II.2.2.2 EROsion MEasurement System (EROMES)

### II.2.2.2.1 Description de l'appareil

Le prototype de l'EROMES (Figure II.17) réalisé à l'IGE est basé sur la description de la littérature (Andersen, 2001; Lanuru, 2004; Sengupta et al., 2012; Wengrove et al., 2015). La chambre d'érosion est un cylindre de 10 cm de diamètre et de 25 cm de hauteur. Une hélice s'insère par le haut du dispositif et l'utilisateur peut ajuster la hauteur de l'hélice par rapport à la surface du sédiment. L'hélice est mise en rotation par un moteur. Le nombre de tours par minute varie suivant le réglage de la tension d'alimentation par l'opérateur durant l'essai. Un turbidimètre s'insère également par le haut du dispositif et s'ajuste pour mesurer la turbidité en continu à une distance fixe de la surface du sédiment. Des déflecteurs situés à la périphérie du cylindre permettent de limiter la création d'un vortex dans la chambre d'érosion (Figure II.18). Une mesure EROMES dure entre 10 et 20 min selon l'état de consolidation du sédiment. En ajoutant les phases d'installation de l'appareil et de remplissage d'eau, il faut prévoir 30 min pour une mesure.

### II.2.2.2.2 Protocole de mesure

La réalisation d'une mesure avec l'EROMES suit les étapes suivantes :

1. La chambre de l'EROMES est insérée délicatement de quelques centimètres dans le sédiment.
2. L'hélice est installée et la distance hélice/sédiment est ajustée à environ 4 cm : cette distance est celle pour laquelle la calibration a été réalisée (voir section II.2.3.2.2).
3. La chambre est remplie d'eau claire (eau du réseau) délicatement pour ne pas éroder le sédiment dès le remplissage. Un volume d'environ 1 L est ainsi apporté dans la chambre, jusqu'au niveau du haut du déflecteur.
4. Le turbidimètre est inséré à environ 3 cm de l'hélice (7 cm du sédiment) et l'enregistrement est lancé avec une acquisition toutes les 5 s.
5. L'essai d'érosion peut alors commencer, le moteur est mis en route au premier palier et la tension d'alimentation est augmentée chaque minute de 0.5 V. L'opérateur note toutes les minutes la

## II.2 Appareils de mesure de l'érodibilité et calibrations

valeur de la tension d'alimentation et la turbidité ainsi que d'éventuels commentaires sur l'érosion.

6. L'essai se poursuit jusqu'à avoir une érosion significative dans la chambre de l'EROMES ou lorsque la tension maximale d'alimentation (dernier palier à 11.5 V) est atteinte.
7. Un prélèvement de 30 mL est systématiquement réalisé en fin d'essai pour pouvoir vérifier la calibration de la relation MES-turbidité établie préalablement en laboratoire avec des sédiments du site d'étude (voir section II.2.3.1).

Pour les sédiments sableux et/ou très secs déposés dans les parties sommitales des bancs, la mesure avec l'EROMES atteint ses limites. Effectivement, pour ces zones, dès le remplissage en eau de la chambre de l'EROMES, l'eau s'infiltrerait rapidement dans le sédiment et rend difficile la réalisation de l'essai.

### II.2.2.2.3 Données brutes disponibles en fin de mesure

En début d'essai, la chambre de mesure de l'EROMES contient de l'eau claire (Figure II.19 a). Lorsque l'érosion commence, l'eau devient alors trouble et l'hélice à peine visible (Figure II.19 b). La turbidité augmente dans le dispositif de manière continue jusqu'à obtenir un état final pour lequel on ne voit plus rien à l'intérieur de la chambre (Figure II.19 c). Le signal « brut » temporel de l'essai correspond donc à une augmentation de la turbidité avec le temps et les paliers de tension d'alimentation du moteur (Figure II.19 d). La turbidité moyenne de chaque palier peut être représentée en fonction de la tension (Figure II.19 e).

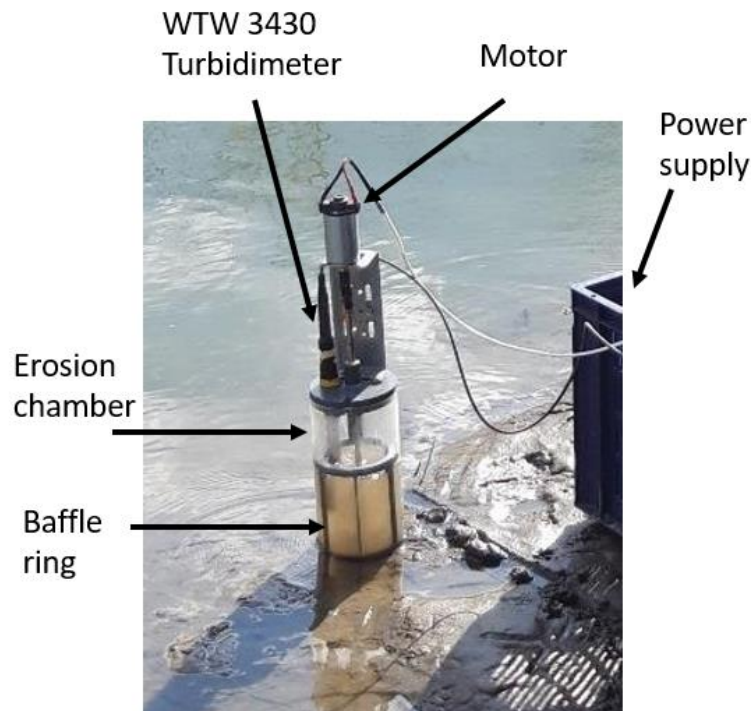


Figure II.17 : Photographie de l'EROMES durant un essai d'érosion et principaux composants du dispositif.



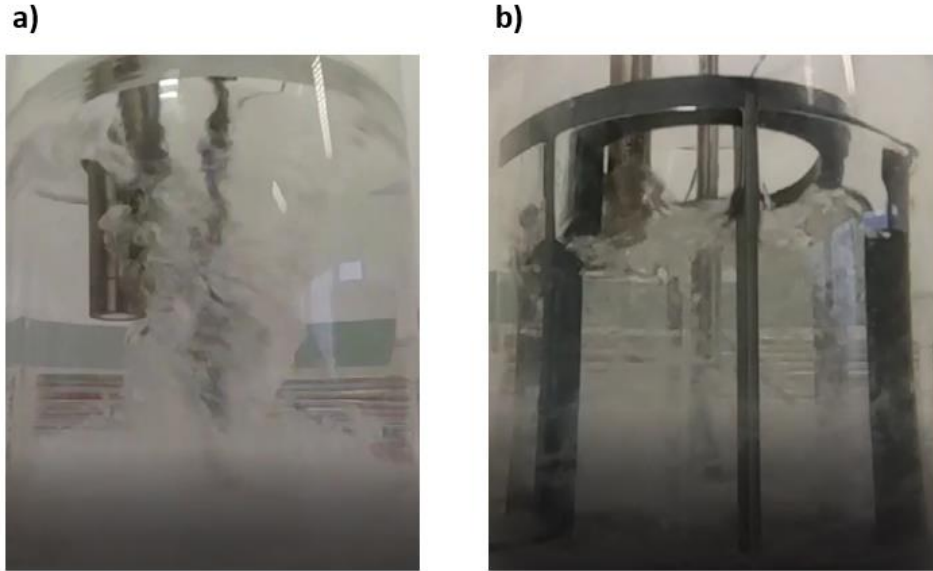


Figure II.18 : Effet du déflecteur : (a) Vortex créé par la rotation de l'hélice sans le déflecteur et (b) écoulement dans la chambre de l'EROMES avec le déflecteur pour une tension d'alimentation de 10 V.

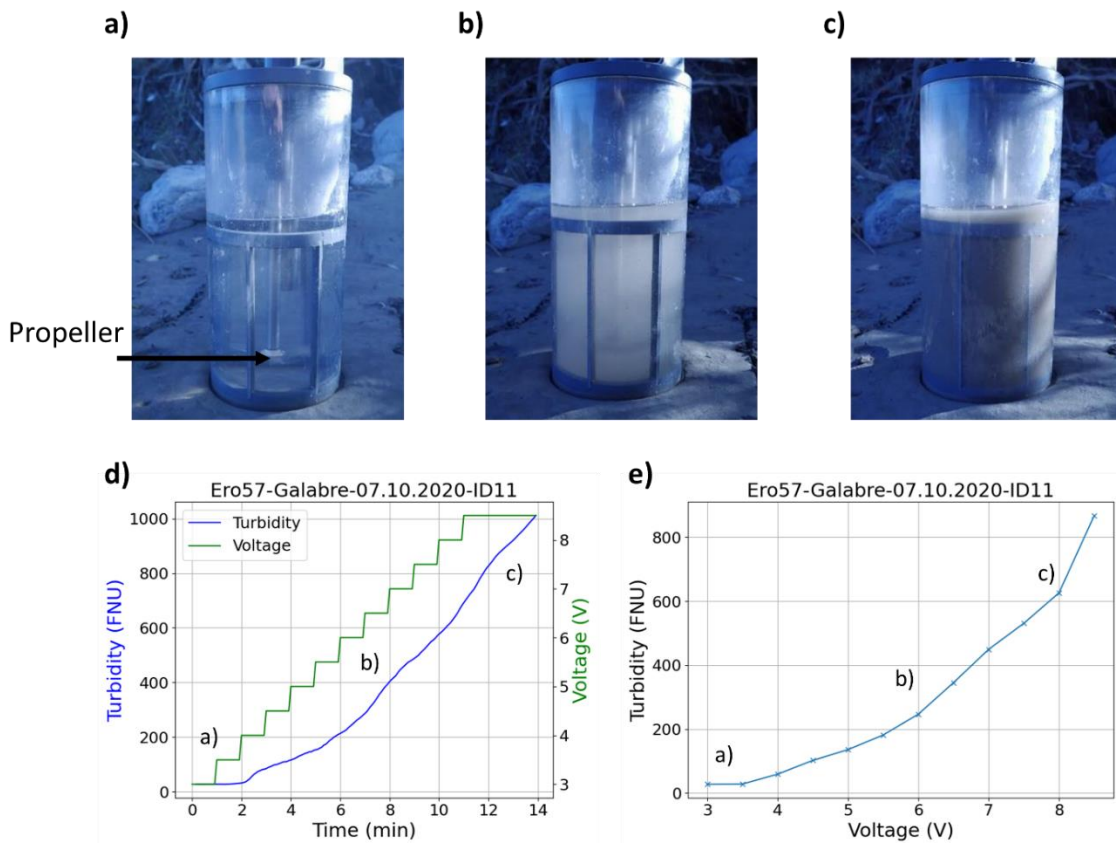


Figure II.19 : Illustration de la turbidité dans la chambre de l'EROMES durant un essai d'érosion réalisé sur le Galabre en octobre 2020. Les 3 périodes correspondant aux trois photos (a), (b) et (c) sont placées sur les signaux bruts (d) d'évolution de la turbidité (courbe bleue) et de la tension d'alimentation (courbe verte) en fonction du temps et (e) d'évolution de la turbidité moyenne par palier de tension d'alimentation en fonction de la tension.

### II.2.2.3 Cohesive Strength-Meter (CSM)

#### II.2.2.3.1 Description de l'appareil

La modèle du CSM utilisé (Figure II.20) tout au long de ce travail est le MK4 60 PSI de Partrak (<https://partrak-csm.com/>). Contrairement à l'EROMES pour lequel l'érosion est générée par la rotation de l'hélice, le CSM crée des jets d'eau perpendiculaires à la surface du sédiment. Une bouteille d'air comprimé permet de mettre sous pression l'eau du réservoir de l'appareil et des jets d'eau de plus en plus puissants sont réalisés. La transmission optique dans la chambre du CSM est mesurée tout au long de l'essai via un émetteur et un récepteur infrarouge et permet d'identifier le moment où de l'érosion significative a lieu ainsi que l'évolution de l'érosion avec le temps. L'ensemble est automatisé et commandé via l'ordinateur inclus dans le dispositif. Les données sont également stockées directement dans l'appareil et sont récupérables par clé USB. Une mesure CSM dure environ 10 *min* avec les phases d'installation et de nettoyage.

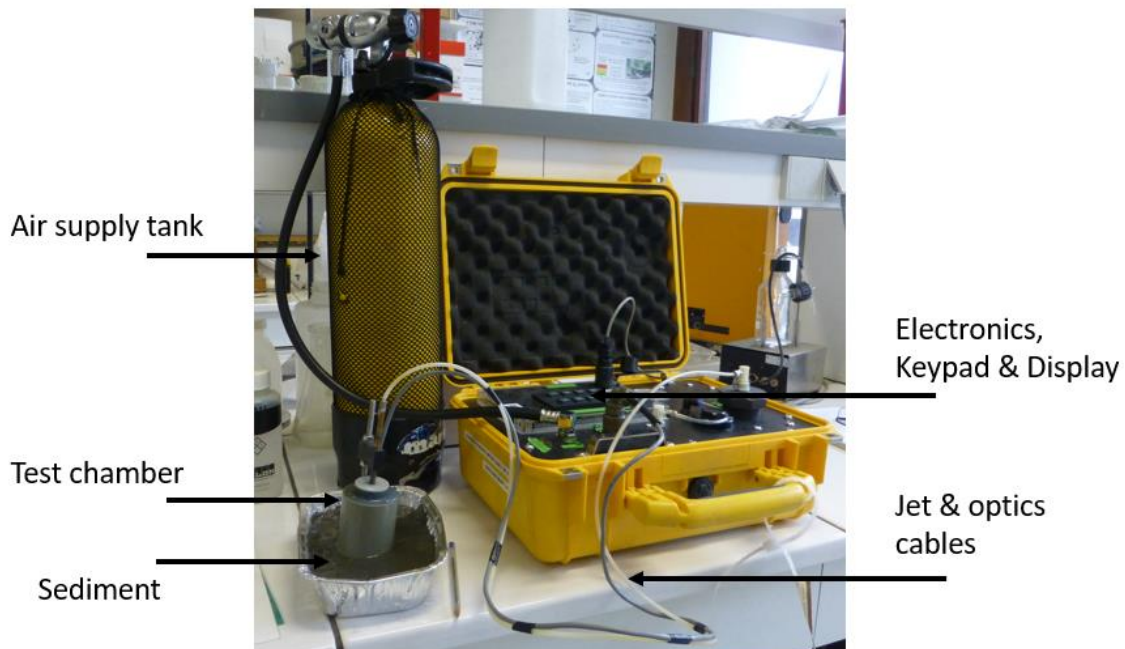


Figure II.20 : Photographie du CSM et principaux composants de l'appareil.

#### II.2.2.3.2 Protocole de mesure

La réalisation d'une mesure avec le CSM suit les étapes suivantes :

1. La chambre du CSM ainsi que le jet sont préalablement nettoyés à l'aide d'une pissette.
2. La chambre du CSM est insérée délicatement d'un centimètre dans le sédiment.
3. La chambre est remplie d'eau via l'orifice conçu pour cela. Le remplissage se fait très lentement pour éviter de créer une première érosion lorsque les sédiments sont fragiles.
4. L'opérateur lance ensuite la séquence de mesure automatisée choisie (détaillée ci-dessous).

5. Même si les enregistrements des données sont complètement automatisés, la transmission peut être suivie en temps réel sur l'écran du CSM, permettant à l'opérateur d'arrêter l'essai lorsque la transmission atteint 0 %.

39 « programmes » sont pré-enregistrés dans le CSM. Ils correspondent à différents modes dans lesquels les temps des paliers, le temps de chaque jet et les pressions du jet diffèrent. Ils sont organisés en 3 catégories « Sand », « Fine » et « Mud ». Après quelques essais préliminaires en laboratoire, le mode d'érosion 'Sand 12' a été retenu pour l'ensemble des campagnes de mesures. Ce mode a été choisi car il permet de faire les mesures rapidement et il permet de monter aux pressions du jet maximales (413 kPa). Chaque jet dure 0.3 s et est espacé de 6 s du précédent. Les incréments de pression entre jets sont de 3.45 kPa jusqu'à 34.45 kPa puis de 6.89 kPa jusqu'à 413 kPa.

Comme pour l'EROMES, une des limites de la mesure avec le CSM est l'infiltration de l'eau lorsque les sédiments sont sableux ou secs. De plus, la chambre du CSM n'est pas transparente, il est donc impossible de visualiser le niveau de l'eau lors de l'essai et donc s'il y a eu de l'infiltration lors de l'essai.

### II.2.2.3.3 Données brutes disponibles en fin de mesure

Les données brutes obtenues par le CSM sont la transmission optique (%) dans la chambre ainsi que les pressions du jet (kPa). Comme pour l'EROMES, deux graphiques peuvent être tracés : l'évolution temporelle de la transmission et des pressions du jet (Figure II.21 a) ainsi que l'évolution de la transmission optique (%) moyenne de chaque palier de pression en fonction de la pression du jet (Figure II.21 b). C'est ce deuxième signal qui est généralement utilisé dans la littérature. Il est constitué de trois phases : (1) une phase initiale où la transmission est proche de 100 % (eau claire), (2) une phase de décroissance de la transmission avec l'augmentation de la pression du jet (phase d'érosion – augmentation de la concentration en MES dans la chambre) et (3) une phase où la transmission atteint un palier proche de 0 %, correspondant à la saturation des capteurs optiques et la fin de l'essai d'érosion. Dans certains cas, la phase (1) est très brève ou n'existe pas.

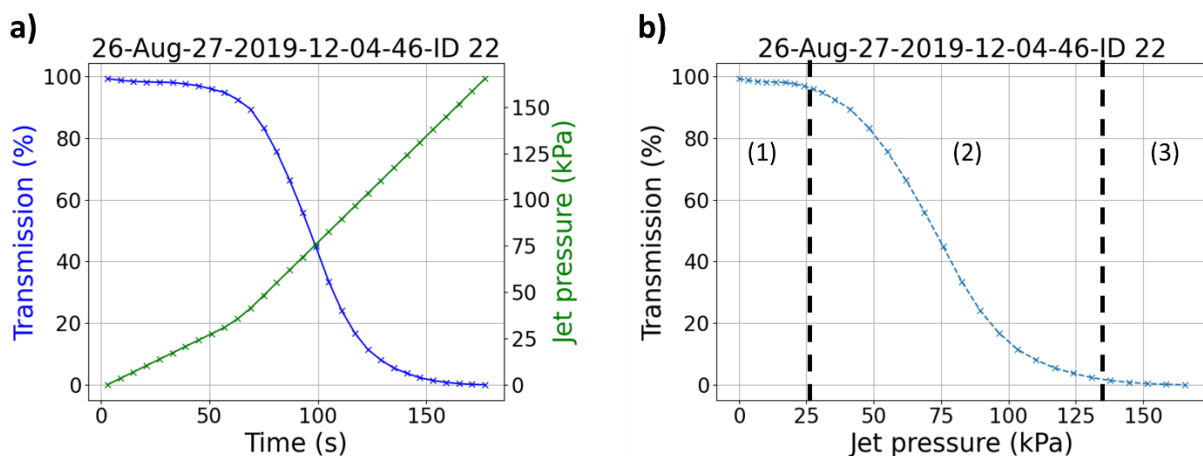


Figure II.21 : Exemple de signaux bruts obtenus avec le CSM : (a) évolutions temporelles de la transmission optique et des pressions du jet et (b) évolution de la transmission optique moyenne de chaque palier en fonction de la pression du jet. Les 3 phases du signal CSM sont représentées par (1), (2) et (3) en (b).

### ***II.2.3 CALIBRATION DES APPAREILS EN LABORATOIRE***

L'hydrodynamique de L'ERODIMETRE a été calibrée à travers des expériences de laboratoire à l'université de Caen (Orvain et al., 2014). Dans cette partie, les calibrations effectuées en laboratoire pour transformer les données brutes extraites de l'EROMES et du CSM en variables d'intérêt sont présentées :

- La concentration en MES dans la chambre est obtenue à partir de la turbidité pour l'EROMES et la transmission pour le CSM.
- La contrainte au fond est obtenue à partir de la tension d'alimentation du moteur pour l'EROMES et la pression du jet pour le CSM.

Les sous-sections suivantes présentent ces deux calibrations pour les deux appareils ainsi que leurs limites.

#### ***II.2.3.1 Calibrations en concentrations des transmissions optiques pour le CSM et des turbidités pour l'EROMES et l'ERODIMETRE***

La première calibration concerne le capteur de turbidité pour l'EROMES et le capteur de transmission optique pour le CSM. L'objectif est d'obtenir la correspondance entre la concentration du mélange et chacune de ces deux mesures. Ces relations peuvent varier selon la nature et la taille des particules. Sur l'Isère, la nature des dépôts de sédiments fins est globalement plus homogène que sur le Galabre du fait de la grande surface du bassin versant. Sur le Galabre, il est possible d'identifier visuellement à partir de la couleur du dépôt deux natures différentes liées à des origines lithologiques différentes (marne et molasse). En termes de taille de particules (Tableau II.2), la taille des sédiments du Galabre (marne et molasse) est homogène autour du diamètre médian (écart-type inférieur à  $10 \mu m$ ) alors que ceux de l'Isère sont plutôt hétérogènes (écart-type supérieur à  $50 \mu m$ ). Du fait de cette variabilité importante qui peut avoir une influence sur la calibration des solutions de MES, une calibration a été réalisée pour les sédiments de l'Isère, une pour la marne et une pour la molasse. Des sédiments représentatifs des zones de mesures ont été sélectionnés pour cette expérience de laboratoire, suivant le protocole suivant (Figure II.22) :

- Les deux capteurs (chambre du CSM contenant les capteurs et le turbidimètre WTW utilisé pour l'EROMES) sont plongés dans un bécher contenant 2 L d'eau, à une même distance du fond.
- Une hélice garantit l'homogénéisation de la concentration dans le récipient.
- Du sédiment est ajouté de manière progressive, les valeurs lues par les deux capteurs sont notées, et un prélèvement de 10 mL (entre 7 et 12 prélèvements au total selon le sédiment testé ont été réalisés) est effectué au même niveau que les capteurs pour mesurer la concentration.
- L'essai s'arrête lorsque les capteurs saturent ou atteignent les valeurs maximales et minimales obtenues lors des mesures sur le terrain.

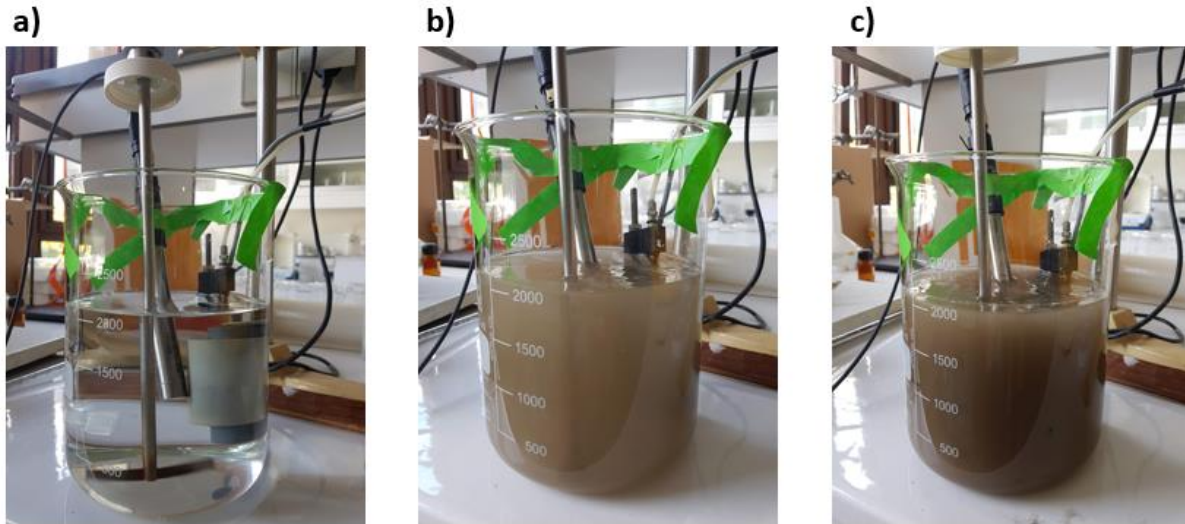


Figure II.22 : Illustrations de l'expérience de laboratoire pour la calibration de la turbidité et la transmission optique de l'EROMES et du CSM respectivement. (a) début de l'expérience : les deux capteurs sont plongés dans un volume d'eau à la même hauteur. (b) milieu de l'expérience : le mélange est trouble et on distingue à peine les éléments. (c) fin de l'expérience lorsque des valeurs de concentration fortes sont obtenues, de l'ordre de 10 – 15 g/L.

Les courbes  $C = f(\text{Turbidité})$  et  $C = f(\text{Transmission})$  sont ainsi obtenues pour chaque matériau (Figure II.23 a,b). La turbidité des matériaux du Galabre, plus fins que ceux de l'Isère, a tendance à augmenter plus vite avec la concentration (Figure II.23 b). A l'inverse, la transmission du capteur optique du CSM chute vite pour les matériaux fins du Galabre par rapport aux matériaux plus sableux de l'Isère (Figure II.23 a). Les prélèvements réalisés à chaque fin d'essai avec l'EROMES permettent de vérifier la validité des courbes de calibration obtenues en laboratoire (Figure II.23 c). Malgré une dispersion forte du nuage de points liée à la variabilité spatiale et temporelle de la nature des dépôts, les mesures faites en fin d'essais sur l'Isère (points bleus) et le Galabre (marnes, points noirs) correspondent aux tendances obtenues lors des calibrations en laboratoire (Figure II.23 c). Pour les mesures CSM, il n'a pas été possible de réaliser des prélèvements en fin d'essai pour valider les courbes de calibrations réalisées en laboratoire (Figure II.23 a).

Une calibration a été réalisée de la même manière pour les mesures avec l'ERODIMETRE (Figure II.23 d), les mesures de turbidité ayant été réalisées avec un turbidimètre WTW Visolid pendant la campagne de mesure d'avril 2021 sur l'Isère.

## II.2 Appareils de mesure de l'érodibilité et calibrations

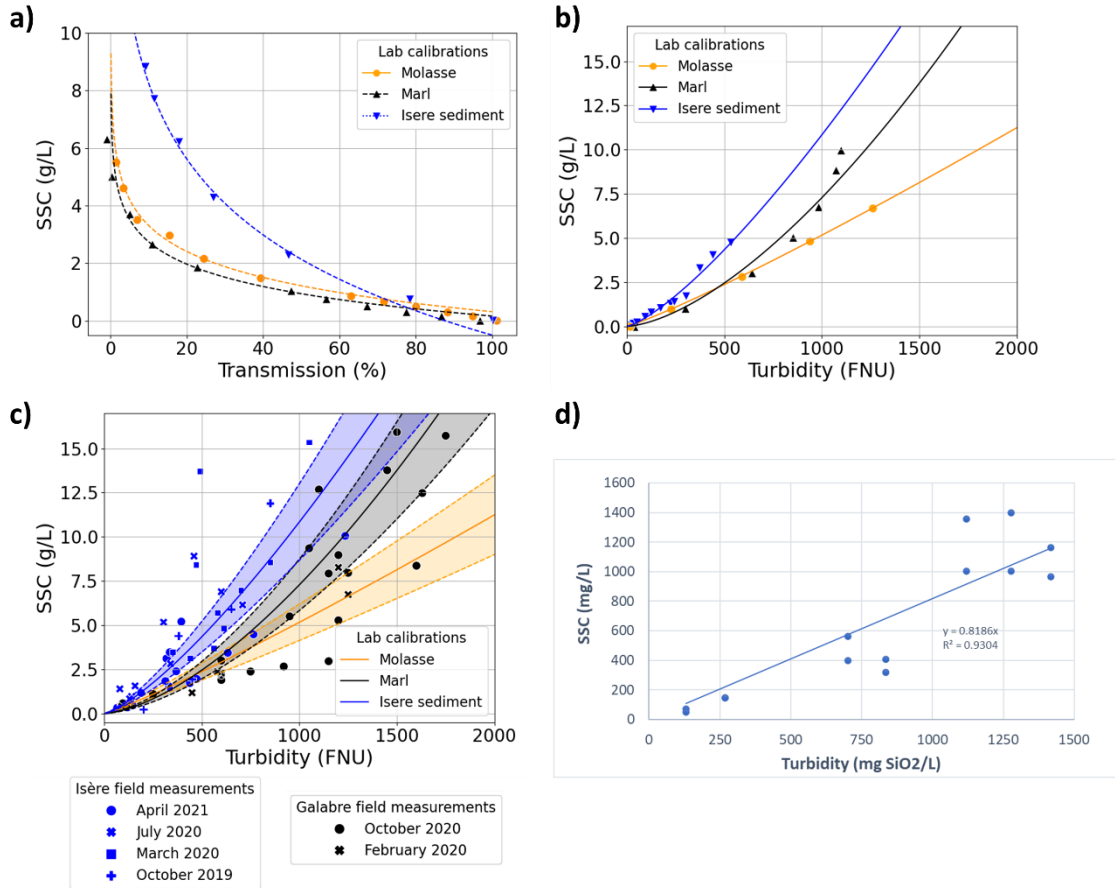


Figure II.23 : Calibrations de laboratoire (a) du capteur de transmission du CSM pour les trois matériaux et (b) du capteur de turbidité de l'EROMES pour les 3 matériaux. (c) Superposition des prélèvements effectués à la fin de chaque test EROMES sur le terrain sur les courbes de calibrations : en bleu, ceux de l'Isère et en noir ceux du Galabre (marne). (d) Calibration du capteur de turbidité de l'ERODIMETRE pour la campagne réalisée sur l'Isère. Les différents symboles représentent les différentes campagnes. Les zones colorées autour des courbes de calibrations correspondent à des intervalles encadrant les courbes par  $\pm 20\%$ .

### II.2.3.2 Calibration des contraintes

#### II.2.3.2.1 Pression du jet pour le CSM

Les données brutes du CSM sont les pressions en sortie du jet du dispositif en  $kPa$ . Pour obtenir la contrainte d'intérêt, cette pression de sortie du jet doit être calibrée en contrainte horizontale équivalente au fond de la chambre d'érosion. Tolhurst et al. (1999) ont réalisé des calibrations pour le CSM sur la base d'expériences d'érosion de grains de sable de contrainte critique connue (à partir de la granulométrie et de la courbe de Shields). En réalisant ces expériences avec plusieurs tailles de particules (allant de  $150 \mu m$  à  $1560 \mu m$ ), ils ont obtenu une courbe de correspondance entre la pression critique du jet vertical et la contrainte critique horizontale équivalente (Figure II.24) : les contraintes obtenues varient entre 0 et  $9 N.m^{-2}$ .



Cette calibration reste à ce jour la seule calibration disponible pour le post-traitement de mesures CSM et a été utilisée par de nombreux auteurs (Darby et al., 2010; Liu et al., 2018; Singh et Thompson, 2016; Tolhurst et al., 2006; Watts et al., 2003; Widdows et al., 2007). Elle n'est cependant valable que pour des pressions du jet inférieures à 222  $kPa$ , la pente de la courbe ajustée devenant négative au-delà (Figure II.24).

La pertinence de la calibration proposée par Tolhurst et al. (1999) pour des sédiments cohésifs est discutée par Grabowski et al. (2010) et Vardy et al. (2007). Ces auteurs ont essayé de proposer une autre calibration pour le CSM en réalisant des expériences en laboratoire sur des sédiments cohésifs et en comparant l'érodibilité obtenue par le CSM à celle obtenue à l'aide d'un canal annulaire. Leur calibration n'est cependant valable que pour des pressions très faibles, correspondant à des contraintes horizontales équivalentes comprises entre 0.1 et 0.2  $N.m^{-2}$ . Les pressions nécessaires pour générer de l'érosion sur les sédiments de l'Isère et du Galabre étant généralement bien supérieures à cette gamme, seule la calibration de Tolhurst et al. (1999) s'est avérée utilisable dans la gamme de contraintes rencontrées. Il est important de souligner également que cette calibration a été réalisée pour les séquences de mesure 'Sand 7' et 'Sand 9' du CSM qui diffèrent légèrement du mode 'Sand 12' utilisé dans toutes les mesures présentées dans ce manuscrit (les jets sont émis pendant 1 s et les paliers durent 3 s avec ces modes au lieu de jets émis pendant 0.3 s et des paliers de 6 s pour 'Sand 12').

Au regard des incertitudes de cette calibration, Aviles et al. (2020) et Fagherazzi et al. (2017) recommandent de faire, dans la mesure du possible, des comparaisons relatives entre différents sites en utilisant toujours le même mode et les pressions de jets sans passer les calibrations qui permettent d'obtenir des variables absolues. Nous allons donc dans ce travail suivre ces recommandations et utiliser les pressions critiques du jet du CSM pour comparer les valeurs obtenues sur les deux sites d'études entre elles et avec celles de la littérature en milieu estuarien. Cependant, pour intégrer les mesures dans la modélisation numérique, une valeur absolue de contrainte critique est nécessaire, et la calibration de Tolhurst et al. (1999) sera utilisée pour cela (Figure II.24).

## II.2 Appareils de mesure de l'érodibilité et calibrations

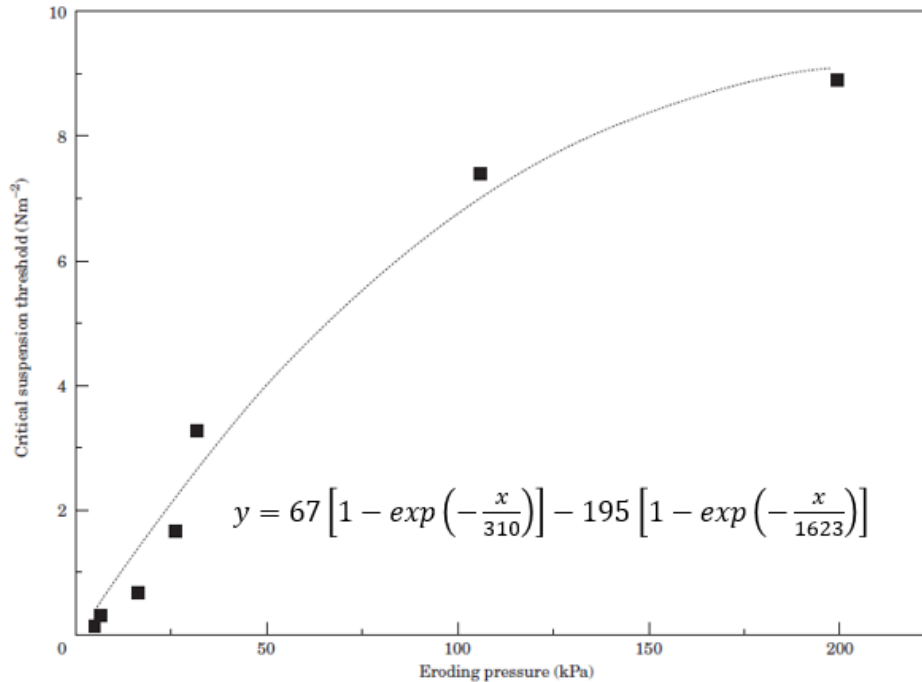


Figure II.24 : Relation entre la pression du jet du CSM en contrainte horizontale équivalente d'après Tolhurst et al. (1999).

### II.2.3.2 Contrainte au fond générées par l'EROMES

La tension d'alimentation du moteur doit être convertie en contrainte horizontale équivalente au fond de la chambre d'EROMES. Comme il s'agit d'un prototype développé à l'IGE, la calibration ne peut pas être tirée de la littérature. Les méthodes présentées par Andersen (2001) et Dunne et al. (2019) ont été utilisées pour convertir la tension d'alimentation en contrainte. Elles consistent à mesurer directement les vitesses de l'écoulement et d'en déduire les contraintes pour différentes vitesses de rotations de l'hélice. Un mini ADV a été utilisé pour mesurer les vitesses en 3 dimensions à une distance du fond (0.5 cm) de l'EROMES pour toute la gamme de vitesses de rotations de l'hélice. Le capteur utilisé est un « Vectrino 2D/3D Sidelooking Cable Probe » de Nortek ([www.nortekgroup.com](http://www.nortekgroup.com)) fixé dans la partie inférieure de la chambre de l'EROMES (Figure II.25 a). L'ADV mesure les composantes de vitesses de l'écoulement dans les 3 directions :  $u$ ,  $v$  et  $w$ . La contrainte résultante  $\tau$  [ $N.m^{-2}$ ] est donnée par :  $\tau = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}$  avec  $\tau_x = -\rho \overline{u'w'}$  la composante de la contrainte selon la direction  $x$  et  $\tau_y = -\rho \overline{v'w'}$  la composante selon  $y$ . Dans ces équations,  $u'$ ,  $v'$  et  $w'$  sont les composantes des fluctuations turbulentes des vitesses respectivement selon  $x$ ,  $y$  et  $z$ . Cette contrainte est la contrainte mesurée à la hauteur du centre de l'ADV, i.e. à 0.5 cm du fond. Certains auteurs utilisent un paramètre  $\alpha$  pour relier la contrainte au fond  $\tau_{fond}$  à celle mesurée à la hauteur de l'ADV  $\tau_{adv}$  par la relation  $\tau_{fond} = \alpha \tau_{adv}$  et proposent une valeur  $\alpha = 1.4$  (Dunne et al., 2019).

Etant donnée la difficulté sur le terrain à ajuster précisément la distance entre l'hélice et la surface du sédiment, les mesures pour la calibration ont été réalisées avec 2 positions de l'hélice : une à 4 cm et une à 5 cm de la surface du fond. Une courbe de calibration prenant en compte toutes ces mesures est alors obtenue (Figure II.25 b). Les contraintes générées par l'EROMES sont estimées entre 0 et 4  $N.m^{-2}$ . La

fluctuation de la turbulence ainsi que les vibrations de l'appareil induisent une incertitude importante sur la mesure de la contrainte. Néanmoins, une grande partie des mesures entre dans une gamme d'incertitude de  $\pm 20\%$  par rapport à la courbe de calibration (Figure II.25 b). Au regard de ces incertitudes, nous avons opté pour l'estimation de la contrainte au fond par celle mesurée par l'ADV, sans multiplier par un paramètre  $\alpha$  qui est difficile à quantifier.

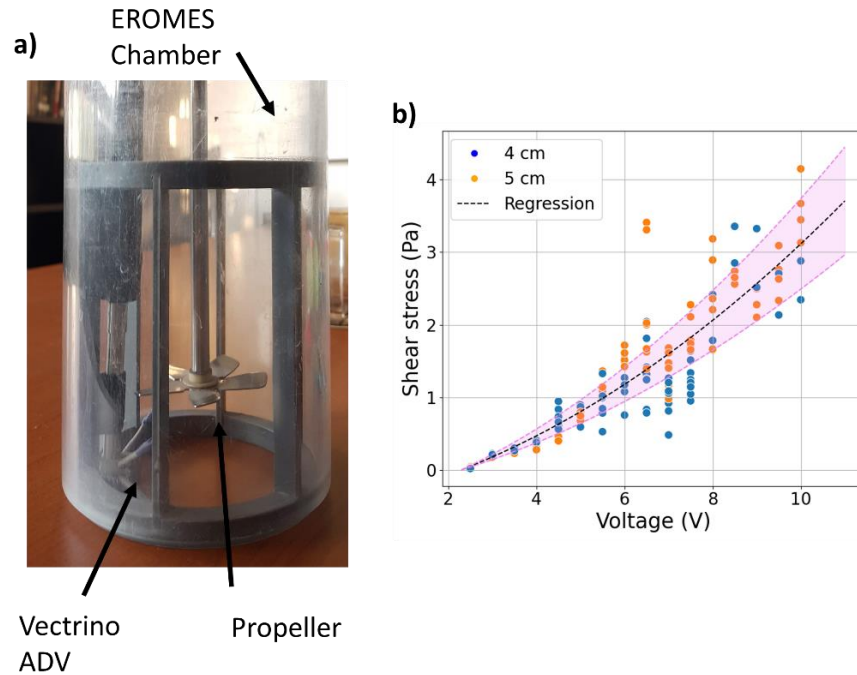


Figure II.25 : Calibrations de la contrainte au fond de l'EROMES à l'aide d'un mini ADV Vectrino. (a) Illustration de l'installation de l'ADV au fond de la chambre de l'EROMES et (b) courbe de calibration de la contrainte au fond en fonction de la tension d'alimentation de l'hélice. Les points bleus correspondent à une distance hélice/sédiment de 4 cm et les points orange à une distance de 5 cm. La zone colorée en violet correspond à une fenêtre encadrant la courbe en pointillés noirs de  $\pm 20\%$ .

## II.2.4 POST-TRAITEMENT ET VARIABLES EXTRAITES DES SIGNAUX

Deux méthodes de post-traitement des signaux de transmissions optiques ou de turbidités sont proposées pour extraire les variables d'intérêt : la première (section II.2.4.1) est la méthode usuelle proposée par les utilisateurs du CSM dans la littérature. Elle est utilisée pour obtenir des valeurs relatives et comparer les variables obtenues avec le CSM sur nos sites d'études avec les résultats de la littérature dans d'autres milieux (principalement estuariens). La deuxième (section II.2.4.2) est la méthode utilisée pour se ramener au cadre de modélisation numérique développée dans ce manuscrit, en particulier pour assurer la cohérence avec la loi d'Ariathurai-Partheniades (section I.2.2.3). Cette méthodologie appliquée pour les trois appareils permet d'obtenir des valeurs absolues des variables  $\tau_{ce}$  et  $M$  que l'on utilise dans les modèles numériques.

### II.2.4.1 Méthodes de traitement usuelles pour le CSM

L'ensemble des études de la littérature utilisent le signal brut du CSM de transmission en fonction de la pression du jet pour en extraire deux variables : la pression critique du jet  $\tau_{ce,CSM,jet}$  [kPa] et le « suspension index »  $s_i$  [%/kPa].

La pression critique correspond à la pression du jet qui initie une érosion significative. Pour extraire la pression critique, plusieurs méthodes existent. Une première possibilité est de définir manuellement la pression critique selon un avis d'expert, et la seconde méthode, plus fréquemment utilisée, considère que la pression critique correspond au moment où la transmission franchit le seuil critique de 90 % (Grabowski et al., 2012; Liu et al., 2018; Singh et Thompson, 2016; Tolhurst et al., 2006). Certains auteurs comme Waqas et al. (2019) ajustent ce seuil (e.g. 70 %) en fonction du contexte des mesures. Une troisième méthode consiste à ajuster une courbe aux données puis à déduire à partir du premier point d'inflexion de la courbe la contrainte critique (Watts et al., 2003). Le « suspension index »  $s_i$  est un indicateur du taux d'érosion pendant l'essai. Une valeur forte indique une érosion rapide à partir de la pression critique alors qu'une valeur faible indique que l'érosion est plutôt lente. Il est obtenu à partir de la courbe de transmission optique en fonction de la pression du jet et correspond à la pente de la partie (2) du signal brut (Figure II.21 b).

La méthode développée dans ce travail est inspirée de la méthode de Watts et al. (2003) généralisée pour obtenir les deux variables : pression critique du jet et « suspension index ». Trois régressions linéaires sont ajustées sur le signal par un algorithme appliquant la méthode des moindres carrés (Jekel et Venter, 2019). Cela permet de décrire les 3 phases du signal CSM (Figure II.26). La pression critique du jet  $\tau_{ce,CSM}$  est définie comme le seuil de pression qui sépare les phases (1) et (2) et le suspension index  $s_i$  est défini comme la pente de l'ajustement linéaire de la phase (2) du signal. Notons que dans l'exemple choisi (Figure II.26) et pour la plupart des signaux (environ 80 % des signaux), la pression critique obtenue par cette méthode correspond approximativement au seuil de transmission à 90 %.

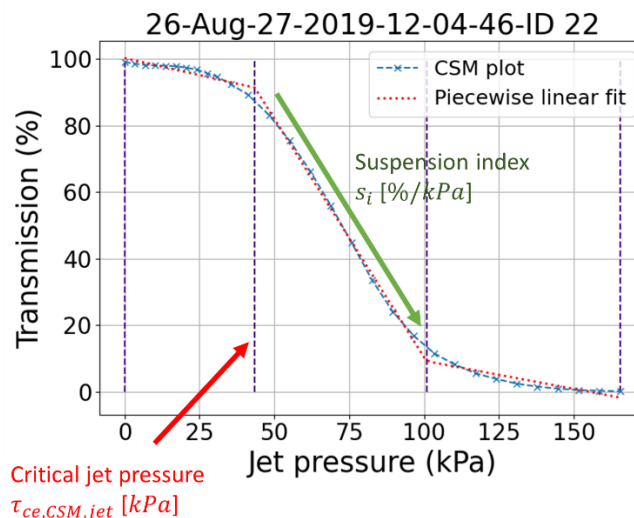


Figure II.26 : Variables extraites du signal brut du CSM : pression critique du jet et « suspension index ». Les mesures réalisées par le CSM sont représentées par les croix et pointillés bleus alors que l'ajustement selon trois régressions linéaires est en pointillés rouge. Les pointillées verticales violettes correspondent aux seuils qui séparent les 3 phases du signal.

### II.2.4.2 Méthode de traitement des signaux dans le cadre de la loi d'Ariathurai-Partheniades

Cette section présente une méthode standardisée de traitement des signaux des trois appareils permettant d'en extraire les variables d'entrée pour les modèles numériques : la contrainte critique d'érosion  $\tau_{ce,Num}$  (Pa) et la constante de Partheniades  $M$  ( $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ). Pour se placer dans le cadre de la loi de Partheniades, le flux d'érosion moyen de chaque palier est calculé par la relation suivante :

$$\phi_{palier} = \frac{V}{S} \frac{dC}{dt} \Big|_{palier} \quad (II-1)$$

où  $V$  est le volume d'eau [L],  $S$  la surface sollicitée par l'appareil [ $m^2$ ] et  $\frac{dC}{dt} \Big|_{palier}$  la variation de la concentration sur la durée du palier [ $g \cdot L^{-1} \cdot s^{-1}$ ].

Le flux d'érosion moyen est tracé en fonction de la contrainte appliquée (Figure II.27) et une droite linéaire entre ces deux variables est ajustée. Dans ces conditions, la contrainte critique d'érosion est l'abscisse à l'origine de cette droite et la constante de Partheniades est l'opposée de l'ordonnée à l'origine. A travers l'analyse de l'ensemble des signaux obtenus sur les différentes campagnes de mesures, la droite linéaire est ajustée de façon à obtenir une droite représentative de la phase d'érosion :

- Pour le CSM, la régression linéaire est ajustée aux signaux en réalisant la régression avec tous les points entre la valeur minimale et la valeur maximale du signal (Figure II.27 a).
- Pour l'EROMES, la contrainte critique d'érosion est d'abord obtenue par le signal lorsque le seuil du flux d'érosion de  $0.1 g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$  est dépassé (Andersen, 2001; Harris et al., 2016; Joensuu et al., 2018). Ensuite, une droite est ajustée sur le signal entre cette valeur de contrainte critique d'érosion et l'ensemble des points qui suivent tant que le signal est croissant (Figure II.27 b).
- Pour l'ERODIMETRE, la contrainte critique est d'abord définie à partir d'un expert du signal. Puis, la droite est ajustée sur les points de la phase d'érosion qui maximisent le coefficient de corrélation  $R^2$ .

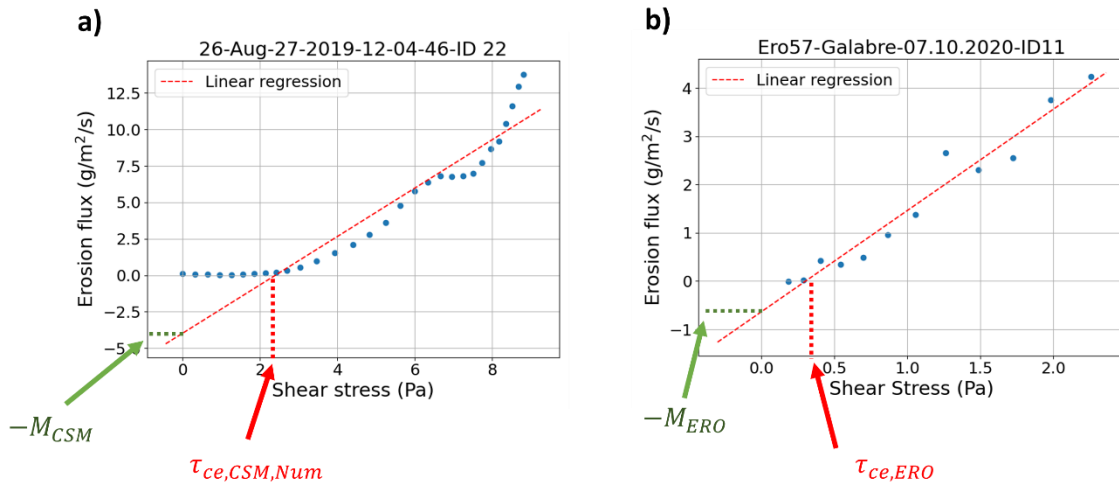


Figure II.27 : Extraction des variables relatives à la loi de Partheniades pour (a) les signaux issus du CSM et (b) les signaux issus de l'EROMES.

## II.2.5 MESURES COMPLEMENTAIRES DES PROPRIETES DES SEDIMENTS FINS SUR LE TERRAIN ET EN LABORATOIRE

Des mesures complémentaires aux mesures avec les érodimètres ont été réalisées lors des campagnes de terrain et a posteriori en laboratoire : l'humidité volumique, la résistance et la granulométrie des sédiments. Ces mesures ont été réalisées pour investiguer les relations entre les différentes variables caractéristiques des dépôts de sédiments.

### II.2.5.1 Epaisseur, Humidité volumique, résistance au cisaillement et à la compression

Quatre appareils de poche ont été utilisés systématiquement lors des campagnes de mesures pour acquérir des mesures supplémentaires rapidement : un réglet pour mesurer l'épaisseur de dépôt, un appareil de mesure de l'humidité volumique (Delta-T SM150<sup>1</sup>, Figure II.28 a), un pénétromètre et un scissomètre de poche (Eijkelkamp Agrisearch Equipment<sup>2</sup>, Figure II.28 b). Ces appareils ont l'avantage d'être portables, faciles d'utilisation et peu chers. La mesure de l'humidité se fait sur une profondeur de 5 cm, avec une incertitude de  $\pm 3$  % d'après delta-T. Le pénétromètre et le scissomètre mesurent la résistance du sédiment à la compression et au cisaillement respectivement. Ces mesures se font sur une profondeur de 22 mm pour le pénétromètre et de 5 mm pour le scissomètre.

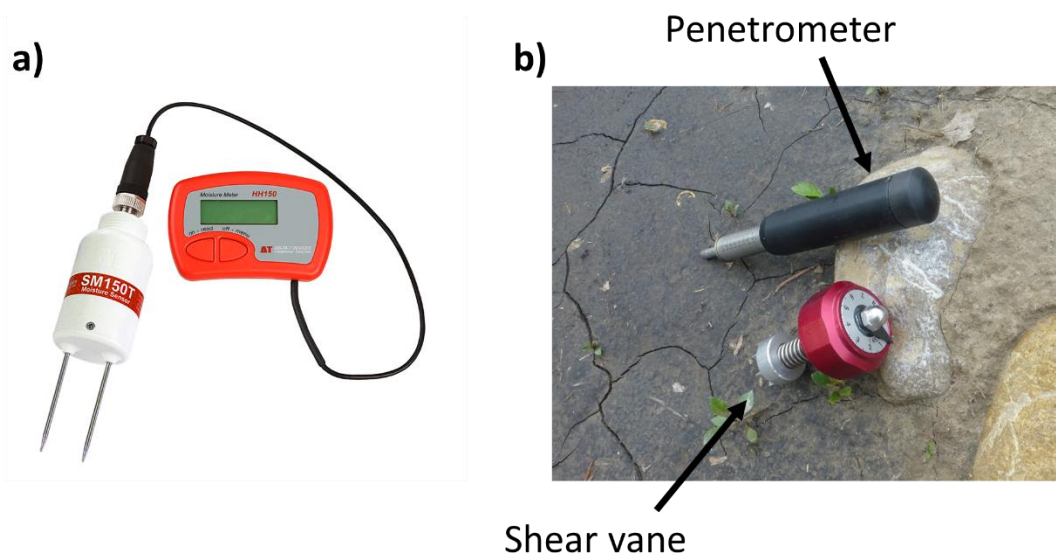


Figure II.28 : Photographie des appareils de poches utilisés pendant les campagnes de mesures. (a) appareil de mesure de l'humidité volumique SM150 (<https://delta-t.co.uk/product/sm150-kit/>) et (b) pénétromètre et scissomètre de poche.

<sup>1</sup> <https://delta-t.co.uk/product/sm150-kit/>

<sup>2</sup> <https://en.eijkelkamp.com/>



### II.2.5.2 Distributions granulométriques

Sur le terrain, des échantillons de sédiments de surface sont systématiquement prélevés et conservés au réfrigérateur. Un granulomètre laser (Malvern Mastersizer 2000<sup>3</sup>) a été utilisé sur certains échantillons pour mesurer la distribution granulométrique des sédiments. Cet appareil permet la mesure de la distribution granulométrique de 100 classes allant de 0.02  $\mu m$  à 2  $mm$ .

Le protocole de mesure présenté par Grangeon et al. (2014) et Wendling et al. (2015) a été utilisé pour obtenir une distribution effective (correspondant à l'état agrégé des particules) et une distribution absolue (correspondant aux particules élémentaires). L'échantillon de sédiments est introduit dans un volume d'eau claire (environ 1  $g$  dans 1  $L$ ) avec une agitation et une intensité de pompage fixées à la moitié de leur valeur maximale pendant 51  $sec$ . Au bout de ce premier cycle, la mesure obtenue est considérée comme étant la distribution effective de l'échantillon. Ensuite, l'agitation et le pompage sont augmentés à leur valeur maximale pendant 204  $sec$  pour disperser les particules puis la sonication est activée à sa valeur maximale pendant 306  $sec$ . La dernière mesure ainsi obtenue est considérée comme étant la distribution granulométrique absolue de l'échantillon.

Plusieurs variables sont extraites à partir des deux distributions obtenues (effective et absolue) :

- les diamètres médians effectifs ( $Ed_{50}$ ) et absolus ( $Ad_{50}$ ),
- les pourcentages effectifs et absolus de particules cohésives ayant un diamètre inférieur à 63  $\mu m$  ( $E_{fine}\%$  et  $A_{fine}\%$ ),
- l'étendue effective et absolue de la distribution définie par  $ER = d_{84} - d_{16}$ ,
- l'indice médian de désagrégation défini par :  $DA = 100 \frac{Ed_{50} - Ad_{50}}{Ad_{50}}$ .

## II.3 CONCLUSION ET SYNTHÈSE DES DONNÉES

### ACQUISES

Deux rivières représentatives des rivières alpines, avec des caractéristiques hydrologiques et morphologiques contrastées, ont été sélectionnées pour ce travail : l'Isère en Combe de Savoie et le Galabre. Deux appareils de mesures de l'érodibilité, l'EROMES et le CSM, ont été sélectionnés pour répondre au cahier des charges défini pour évaluer in situ l'érodibilité des dépôts de surface. Ces appareils ont été utilisés systématiquement durant les campagnes de mesures sur les deux sites à partir de 2019. En complément, une campagne de mesure a été réalisée sur l'Isère en avril 2021 pour intercomparer ces deux appareils avec un érodimètre à canal rectiligne : l'ERODIMETRE (Université de Caen). Des expériences de laboratoire ont aussi été effectuées pour calibrer les données brutes du CSM (transmissions optiques) et de l'EROMES (turbidités et contraintes).

La méthodologie usuelle présentée dans la littérature pour traiter le signal CSM et extraire deux variables (la pression critique du jet et le suspension index) permet de comparer les valeurs obtenues à celles de la

<sup>3</sup> <https://www.malvernpanalytical.com/en/>

## II.3 Conclusion et synthèse des données acquises

littérature. Une méthodologie standardisée permettant de se placer dans le cadre de la loi linéaire de Partheniades est appliquée pour les trois appareils afin d'extraire les variables d'entrée pour les modèles numériques. En complément des mesures d'érodibilité, l'épaisseur, l'humidité volumique ainsi que la résistance du sédiment au cisaillement (scissomètre) et à la compression (pénétrromètre) ont été mesurées lors des campagnes de mesures sur le terrain. Un granulomètre laser de laboratoire a été utilisé pour obtenir les distributions granulométriques des échantillons prélevés sur le terrain.

Au total, cinq campagnes de mesures ont été réalisées sur chaque site d'étude sur la période 2018 – 2021 (Tableau II.4). Le CSM a permis d'acquérir un jeu de données riche et ces données feront l'objet des chapitres IV et V. Ensuite, dans le chapitre VI, les différents appareils seront comparés pour aboutir à des recommandations générales de mesure de l'érodibilité.

Tableau II.4 : Synthèse des données acquises lors des différentes campagnes de mesures réalisées sur les deux sites d'étude. Les valeurs indiquent le nombre de mesures par appareil.

Site	Campagne	CSM	EROMES	ERIS	Humidité volumique	Scissomètre	Pénétrromètre
Galabre	07/19 (2 jours)	24	-	-	55	-	-
	08/19 (1 semaine)	122	1	-	300	300	300
	02/20 (2 jours)	-	8	-	48	51	44
	10/20 (3 jours)	76	28	-	231	213	108
	03/21 (2 jours)	31	10	-	47	14	10
Isère	03/18 (1 jour)	9	-	-	-	-	-
	10/19 (2 jours)	27	9	-	103	111	105
	03/20 (1 jour)	30	10	-	281	179	179
	07/20 (1 jour)	45	16	-	180	165	165
	04/21 (1 semaine)	40	19	11	-	20	20
<b>Total</b>		404	101	11	1245	1053	931

Dans le cadre de son stage de fin d'études, Théo Woelffel a participé aux campagnes de mesures de février 2020 sur le Galabre et de juillet 2020 sur l'Isère. Il a également effectué de nombreuses mesures granulométriques en laboratoire (Woelffel, 2020).

# Chapitre III Sensibilité de la modélisation hydro-sédimentaire en rivière de montagne aux caractéristiques des sédiments cohésifs

---

## III.1 INTRODUCTION

Les modèles numériques sont des outils très utilisés pour mieux comprendre ou pour prévoir la dynamique des sédiments cohésifs dans le réseau hydrographique. Les modèles numériques hydro-sédimentaires de tronçon de rivière peuvent en effet être très utiles pour anticiper l'impact des crues ou des chasses de barrage en termes de dépôts de sédiments cohésifs.

Il existe cependant une grande variabilité spatiale et temporelle des propriétés des sédiments cohésifs déposés dans les lits de rivières de montagnes (Legout et al., 2018) qui sont des variables d'entrées pour ces modèles numériques. Les utilisateurs ont rarement accès à des mesures et ces variables sont utilisées souvent comme paramètres de calage (Brand et al., 2015; Orseau et al., 2021; Osman et al., 2016) ou issues de valeurs usuelles de la littérature (Antoine, 2013; Chen et al., 2021; Feng et al., 2020; Lopes et al., 2006; Theol et al., 2019).

Par ailleurs, les spécificités des rivières de montagne rendent complexe la modélisation numérique des zones de dépôts et d'érosion des sédiments cohésifs. Premièrement, la granulométrie étendue génère des zones de dépôts localisées, variables spatialement et temporellement. Deuxièmement, la topographie du lit de la rivière et des bancs est discontinue et donc difficile à reproduire correctement dans la modélisation. Enfin, les zones de dépôts sont variées (dépôts en eau, marginaux ou surfacique) et leur érosion ou dépôt peuvent être très sensible aux conditions de crues modélisées.

Etant données ces caractéristiques et les approximations de la modélisation (e.g. discrétisation en espace et en temps, lois pour le frottement et pour l'érosion/dépôt, modélisation par classes de sédiment), nous nous sommes interrogés sur i) la capacité des modèles à bien reproduire les dépôts et ii) la sensibilité des résultats numériques aux valeurs des variables sédimentaires. Les objectifs de ce chapitre sont les suivants :

### III.2 Présentation de la plateforme de modélisation

- évaluer la capacité d'un modèle numérique à reproduire des zones de dépôt de sédiments cohésifs dans des rivières à graviers,
- investiguer la sensibilité d'un modèle numérique à la contrainte critique d'érosion, au taux d'érosion, à la contrainte critique de dépôt (paradigme exclusif) ainsi qu'à la vitesse de chute pour différentes conditions aux limites et conditions initiales.

## III.2 PRESENTATION DE LA PLATEFORME DE MODELISATION

### III.2.1 OPEN TELEMAC ET SES MODULES

TELEMAC-MASCARET<sup>4</sup> est un système de modélisation initialement développé au Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement (LNHE) à EDF R&D. Il est maintenant open source et plusieurs acteurs contribuent aux développements numériques constituant un consortium<sup>5</sup> de développement TELEMAC-MASCARET. Le code permet de modéliser les écoulements à surface libre et possède de nombreuses applications dans le contexte fluvial et maritime. Les différents processus modélisés sont implémentés séparément dans différents modules du système. Les principaux modules sont :

- MASCARET, TELEMAC-2D et TELEMAC-3D permettent de simuler l'hydraulique en 1D, 2D et 3D respectivement,
- TOMAWAC permet de simuler la propagation des vagues (en milieu côtier),
- GAIA (anciennement SISYPHE) permet de simuler le transport de sédiments en 2D et 3D, COURLIS en 1D
- WAQTEL permet de simuler la qualité de l'eau,
- KHIONE permet de simuler le frasil.

### III.2.2 MODELISATION HYDRODYNAMIQUE TELEMAC-2D

Le module TELEMAC-2D (Villaret et al., 2013) est utilisé pour modéliser l'hydrodynamique 2D. Il résout les équations de Saint-Venant dérivées des équations de Navier Stokes avec des vitesses moyennées sur la colonne d'eau :

$$\begin{aligned} \partial_t h + u \cdot \text{grad}(h) + h \cdot \text{div}(u) &= 0 && \text{continuité} \\ \partial_t u + u \cdot \text{grad}(u) &= -g \partial_x z_s + F_x^f + \frac{1}{h} \text{div}(h \cdot v_t \cdot \text{grad}(u)) && \text{qdm selon } x \\ \partial_t v + u \cdot \text{grad}(v) &= -g \partial_y z_s + F_y^f + \frac{1}{h} \text{div}(h \cdot v_t \cdot \text{grad}(v)) && \text{qdm selon } y \end{aligned} \quad (III-1)$$

<sup>4</sup> Site internet : [www.open-telemac.org](http://www.open-telemac.org)

<sup>5</sup> Les membres du Consortium sont les suivants : Artelia, BAW, Cerema, Cerfacs, Daresbury Laboratory, EDF et HR Wallingford.

où  $qdm$  signifie quantité de mouvement, les inconnues sont  $h$  [m],  $u$  [ $m \cdot s^{-1}$ ] et  $v$  [ $m \cdot s^{-1}$ ], respectivement la hauteur d'eau, la vitesse selon l'axe  $x$  et la vitesse selon l'axe  $y$ .  $z_s = z_f + h$  [m] est la cote de la surface libre et  $z_f$  la cote de fond.  $\nu_t$  [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ] est le coefficient de diffusion effective. Enfin,  $F_x^f$  et  $F_y^f$  [ $m \cdot s^{-2}$ ] sont les termes de frottement selon les directions  $x$  et  $y$  :  $(F_x^f, F_y^f) = g \frac{u|u|}{hC_h^2}$  où  $C_h$  est le coefficient de Chézy défini ci-après.

Les hypothèses d'homogénéité de la vitesse sur la colonne d'eau et de pression hydrostatique sont faites (Gerbeau et al., 2001). Ce système d'équations est adapté aux conditions de faible hauteur d'eau par rapport à la largeur caractéristique de l'écoulement et aux pentes relativement faibles. Il est donc très utilisé pour la modélisation des écoulements dans les rivières. La résolution de ces équations se fait sur la base d'un maillage 2D non-structuré, et les équations sont discrétisées par une des trois méthodes : différences finies, éléments finis ou volumes finis. Dans ce travail, nous avons opté pour la méthode des éléments finis (Heniche et al., 2000). Deux paramètres intervenant dans le système d'équations nécessitent d'être ajustés, le frottement du fond et la turbulence :

- Le paramètre de frottement, coefficient de Chézy  $C_h = f(k_s) [m^{1/2}/s]$  est fonction de la rugosité au fond  $k_s$  [m]. Deux lois de fermeture sont possibles :
  - La loi de Strickler :  $C_h = Kh^{1/6}$  où  $K = 8.2 \frac{\sqrt{g}}{k_s^{1/6}} [m^{1/3}/s]$  est le coefficient de Strickler. De manière pratique, on impose directement la valeur du coefficient de Strickler dans le modèle numérique.
  - La loi de Nikuradse :  $C_h = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \ln\left(\frac{12h}{k_s}\right) = 7.83 \ln\left(\frac{12h}{k_s}\right)$  avec  $\kappa = 0.4 [-]$  le coefficient de Von Karman. Avec cette loi, on impose directement la hauteur de rugosité  $k_s$ .
- Un modèle de fermeture pour la turbulence est utilisé à travers la définition du paramètre  $\nu_t (m^2/s)$ , coefficient de diffusion effective :
  - Modèle à viscosité constante :  $\nu_t = constante$ ,
  - Modèle  $k - \varepsilon$  :  $\nu_t = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}$  où  $k$  est l'énergie cinétique turbulente et  $\varepsilon$  sa dissipation. Deux équations de transport supplémentaires sur  $k$  et  $\varepsilon$  sont résolues par TELEMAC-2D.

Les paramètres de frottement et de turbulence sont des paramètres de calage du modèle numérique. Pour le frottement, plusieurs valeurs sont testées autour d'une estimation du paramètre et celle qui fournit les meilleurs résultats confrontés aux mesures disponibles est conservée. La première estimation est définie selon la granulométrie grossière du lit de la rivière ainsi que la morphologie. Pour des rivières de montagne à lit de graviers, présentant des bancs végétalisés, la rugosité est forte, correspondant à des valeurs de Strickler faibles, entre 20 et 50  $m^{1/3}/s$ .

La contrainte générée au fond est calculée par :  $\tau = \rho u_*^2$  où  $\rho$  est la masse volumique et  $u_*$  est la vitesse de frottement. La vitesse de frottement est approximée en 2D par TELEMAC par la formule :  $u_* = \sqrt{\frac{1}{2} C_F (u^2 + v^2)}$  où  $u$  et  $v$  sont les vitesses horizontales moyennées sur la verticale et  $C_F = \frac{2g}{K^2 h_c^{1/3}}$  est le coefficient de frottement adimensionnel dépendant du coefficient de Strickler et de la hauteur d'eau :  $h_c = h$  si  $h > 10^{-4}$  m et  $h_c = 10^{-4}$  m sinon.

### III.2.3 MODELISATION SEDIMENTAIRE GAIA OU SISYPHE

Le module sédimentaire du système TELEMAC-MASCARET, GAIA [remplace le module SISYPHE depuis 2020, Audouin et al. (2020)], récupère à chaque pas de temps les résultats hydrauliques et détermine, sur la base du paramétrage donné, le flux d'érosion, le flux de dépôt ainsi que l'évolution du lit pour chaque nœud. L'évolution du fond est donnée par la formule d'Exner, équation de conservation de la masse pour les sédiments cohésifs :

$$(1 - \lambda) \frac{\partial z_b}{\partial t} = D - E \quad (III-2)$$

où  $\lambda$  [-] est la porosité du lit,  $z_b$  est le fond du lit,  $D - E$  [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ] correspond au flux de dépôt ( $D$ ) auquel le flux d'érosion ( $E$ ) est soustrait.

Une équation d'advection-dispersion est résolue par TELEMAC-2D pour le transport de la suspension :

$$\partial_t C + u \cdot grad(C) = S_T + \frac{1}{h} div(h \cdot v_t \cdot grad(C)) \quad (III-3)$$

où  $C$  [ $g/L$ ] est la concentration de MES en suspension et  $S_T = \frac{E-D}{g}$  [ $g \cdot L^{-1} \cdot s^{-1}$ ] est un terme source lié à la suspension. Pour résoudre cette équation, les flux  $D$  et  $E$ , sont calculés par les lois empiriques de Partheniades ( III-4 ) et Krone ( III-5 ) :

$$E = \begin{cases} M \left[ \left( \frac{\tau_b}{\tau_{ce}} \right) - 1 \right] & si \tau_b > \tau_{ce} \\ 0 & sinon \end{cases} \quad (III-4)$$

où  $M$  [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ] est la constante de Partheniades,  $\tau_b$  [ $N \cdot m^{-2}$ ] et  $\tau_{ce}$  [ $N \cdot m^{-2}$ ] sont respectivement la contrainte de cisaillement et la contrainte critique d'érosion des particules cohésives.

$$D = \begin{cases} w_s \cdot C \left( 1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}} \right) & si \tau < \tau_{cd} \\ 0 & sinon \end{cases} \quad (III-5)$$

où  $\tau_{cd}$  [ $N \cdot m^{-2}$ ] est la contrainte critique de dépôt de sédiments cohésifs,  $w_s$  [ $m/s$ ] la vitesse de chute des particules et  $C$  [ $g/L$ ] est la concentration.

Lors du développement du module GAIA, il a été vérifié que les résultats fournis sont strictement identiques à ceux donnés par SISYPHE. Dans ce travail, les deux modules SISYPHE ou GAIA ont été utilisés successivement.

### III.2.4 COUPLAGE HYDRO-SEDIMENTAIRE

Le couplage entre l'hydrodynamique fournie par TELEMAC-2D et les calculs hydro-sédimentaires de SISYPHE ou GAIA se fait par une boucle à un pas de temps choisi par l'utilisateur, très souvent égal au pas de temps des calculs hydrauliques. Le module sédimentaire prend en entrée les résultats hydrauliques de TELEMAC-2D (hauteur d'eau et vitesses en chaque point), calcule l'érosion et le dépôt de sédiments selon les lois utilisées pour reconstituer le fond, qui à son tour est utilisé comme nouvelle donnée d'entrée pour TELEMAC-2D au pas de temps suivant. La Figure III.1 schématise ce couplage entre les deux modules.



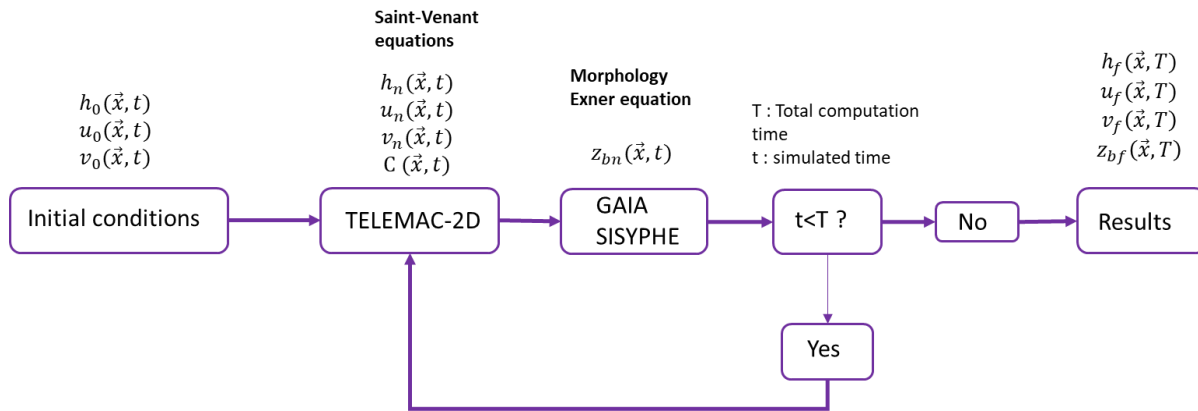


Figure III.1 : Schéma expliquant le couplage entre les deux modules TELEMAC-2D et SISYPHE/GAIA.

## III.3 SENSIBILITE AUX VARIABLES CARACTERISTIQUES DES SEDIMENTS COHESIFS

### III.3.1 PRESENTATION DU MODELE DE L'ISERE EN COMBE DE SAVOIE

Le modèle de l'Isère en Combe de Savoie utilisé est celui qui a été construit dans le cadre d'un stage réalisé à EDF R&D en 2018 (Haddad, 2018). Il s'agit d'un modèle hydro-sédimentaire TELEMAC-2D – SISYPHE qui se base sur la topographie et la bathymétrie du lit de l'Isère précédant la chasse du barrage d'Aigueblanche de 2017. La zone modélisée s'étend sur environ 3 km. Il s'agit de la zone d'intérêt décrite dans la section II.1.1.1.5 (Figure II.1 b). L'objectif initial du modèle était de reproduire les extensions et les volumes de sédiments sableux et cohésifs déposés pendant l'épisode de chasse de 2017. Ce même modèle est utilisé au cours de cette thèse pour mieux comprendre la dynamique de dépôt et d'érosion des sédiments cohésifs et pour étudier la sensibilité des sorties numériques aux variables sédimentaires et aux conditions initiales et limites imposées.

#### III.3.1.1 Paramétrage du modèle

##### III.3.1.1.1 Construction du modèle numérique de terrain (MNT)

Plusieurs campagnes de bathymétrie et de topographie ont été réalisées entre janvier et mars 2017 par le département de Savoie et le SISARC. Un vol LIDAR datant de 2014 est également disponible. Ces données ont été utilisées pour la construction d'un MNT sur le secteur d'étude (Figure III.2) selon les choix suivants :

- le lit mineur s'appuie sur l'interpolation des données de bathymétrie du 26/01/2017,
- les bancs et îlots sont reproduits par la topographie fournie par le SISARC,

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

- pour certaines zones du lit mineur, présentant des données manquantes, une interpolation des données de bathymétrie a été réalisée pour obtenir une morphologie du lit réaliste,
- le LIDAR est utilisé pour les berges.

Le modèle est étendu à l'amont et à l'aval de cette zone d'intérêt (de 500 m), pour éviter l'influence des conditions aux limites sur le secteur d'intérêt. Cette extension est réalisée sous la forme de canal rectiligne artificiel, conservant la pente moyenne du lit de la rivière sur le tronçon, de 0.16 %.

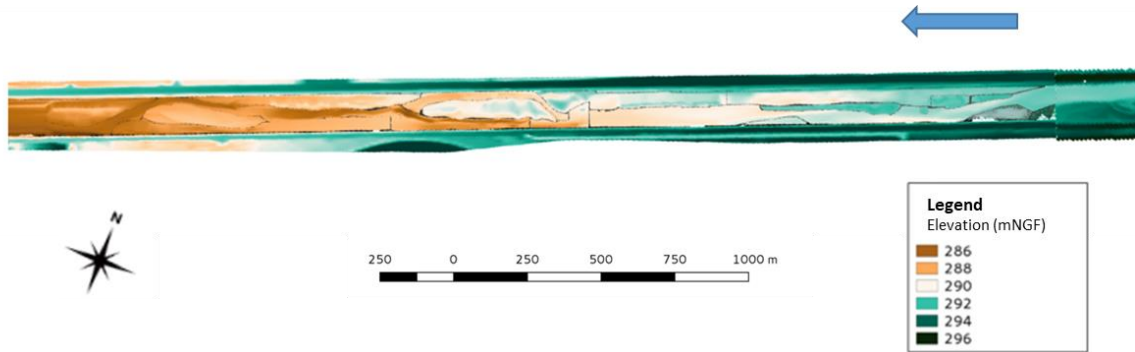


Figure III.2 : Modèle numérique de terrain construit sur la zone d'intérêt.

#### III.3.1.1.2 Hypothèses et paramètres numériques utilisés

Un maillage triangulaire non structuré et non uniforme a été produit avec une taille maximale de chaque maille de 1.6 m de côté. Le domaine compte 526 653 nœuds. Un pas de temps égal à 1 s a été choisi de façon à respecter un nombre de courant inférieur à 1. Les calculs sont parallélisés et réalisés sur un cluster de calcul utilisant 120 processeurs<sup>6</sup>, ce nombre a été choisi après un test d'optimisation du nombre de processeurs.

Les hypothèses et paramètres retenus pour l'hydraulique sont les suivantes :

- la loi de Strickler a été utilisée pour le frottement au fond et la valeur de  $K = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  a été attribuée après calibration de l'hydraulique sur la base des observations par photographie aériennes (calibration présentée dans la section suivante - III.3.1.2),
- l'hypothèse de viscosité turbulente constante a été choisie et fixée à  $\nu_t = 0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ . Un test de sensibilité à cette valeur ainsi qu'au modèle de turbulence a été réalisé et montre une faible influence de ces paramètres sur les résultats hydrauliques (Haddad, 2018),
- l'hydrogramme est imposé à la condition limite amont et une courbe de tarage  $h - Q$  à partir de la loi de Manning-Strickler avec approximation d'un canal rectiligne est utilisée pour la condition à la limite aval du modèle :  $Q = K \cdot b \cdot \sqrt{S_0} \cdot h^{3/5}$  où  $Q [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$  est le débit liquide,  $K [\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}]$  est le coefficient de Strickler,  $b [\text{m}]$  est la largeur du lit mineur,  $S_0 [-]$  est la pente du lit et  $h [\text{m}]$  est la hauteur d'eau. Un test de sensibilité à la valeur attribuée à la condition limite aval a été réalisé et on constate qu'un écart de  $\pm 20 \text{ cm}$  n'influence pas l'hydraulique du tronçon d'intérêt.

<sup>6</sup> Durée approximative de calcul hydro-sédimentaire : pour un événement de 3 jours : 3 h de calcul

Les hypothèses et paramètres retenus pour le transfert sédimentaire sont les suivants :

- le fond est considéré comme non-érodable, les évolutions morphologiques du lit de la rivière et des bancs de galets (sédiments grossiers) ne sont donc pas reproduites. Les simulations visent seulement à reproduire le dépôt et l'érosion de MES qui se déposent en surface. Ce choix est justifié car la situation modélisée correspond à un état de la rivière après travaux avec des bancs remodelés sans sédiments fins,
- un sédigramme est imposé à la condition limite amont. N'ayant pas d'information sur la répartition des différentes classes de sédiments dans le sédigramme, une seule classe de sédiments cohésifs est utilisée pour l'intégralité du sédigramme,
- une seule classe de sédiments cohésifs transportés par suspension a été modélisée. Le paramétrage des sédiments cohésifs suivant a été utilisé :  $\tau_{ce} = 0.4 \text{ N/m}^2$ ,  $\tau_{cd} = 0.1 \text{ N/m}^2$  et  $w_s = 0.17 \text{ mm/s}$ ,  $M = 10^{-3} \text{ kg/m}^2/\text{s}$ . Il s'agit ici d'un paramétrage préliminaire, obtenu par la mesure pour  $w_s$  (Legout et al., 2018) et par des valeurs usuelles de la littérature combinées à une étape de calage pour les autres variables. La sensibilité aux variables des sédiments cohésifs est traitée dans les sections III.3.2 et III.3.3.

Le Tableau III.1 synthétise le paramétrage du modèle numérique hydro-sédimentaire de l'Isère.

Tableau III.1 : Synthèse du paramétrage du modèle hydro-sédimentaire TELEAMAC-2D – SISYPHE sur l'Isère en Combe de Savoie.

<b>Modèle numérique de terrain</b>	
Bathymétrie	Assemblage des données topo-bathy entre janvier et mars 2017 et du LIDAR de 2014 Extensions du modèle à l'amont et à l'aval
<b>Paramètres du modèle hydrodynamique</b>	
Modèle de frottement	Strickler – $K = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$
Modèle de turbulence	Viscosité constante – $\nu_t = 0.1 \text{ m}^2/\text{s}$
Condition amont	Hydrogramme
Condition aval	Courbe de tarage H-Q
<b>Paramètres du modèle sédimentaire</b>	
Traitement du fond	Pas de modification de bathymétrie : fond non-érodable
Classes de sédiments	Transport par suspension uniquement
	Une seule classe de sédiments cohésifs
Paramétrage des variables sédimentaires	$\tau_{ce} = 0.4 \text{ N/m}^2$ $M = 10^{-3} \text{ kg/m}^2/\text{s}$ $\tau_{cd} = 0.1 \text{ N/m}^2$ $w_s = 0.17 \text{ mm/s}$
Condition amont	Sédigramme

### III.3.1.2 Calibration de l'hydrodynamique

Cette section présente une synthèse de la calibration du frottement pour l'hydrodynamique, qui a mené à choisir la valeur d'un coefficient de Strickler  $K = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ .

#### III.3.1.2.1 Jeu de données utilisé pour la calibration du frottement

La calibration de l'hydraulique a été effectuée sur la base des deux photographies aériennes obtenues par gyrocoptère le 09/04/2017 (correspondant à un débit de  $Q_{Apr} = 35 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et le 25/05/2017 (débit égal à  $Q_{May} = 53 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A partir d'une analyse de ces photographies, les zones inondées ainsi que les bancs exondés ont été identifiés pour ces deux débits. Des simulations en régime permanent d'écoulement ont été effectuées pour ces deux débits, pour des valeurs du coefficient de Strickler suivantes :  $K = 35, 40, 45, 60 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ .

Le calage se base sur la confrontation entre : (1) les cartes de hauteurs d'eau simulées et modélisées, (2) les lignes d'eau modélisées et celles mesurées sur le contour de chacun des bancs.

#### III.3.1.2.2 Résultats de la calibration du paramètre de Strickler

Les cartes des zones immergées ainsi que les lignes d'eau obtenues pour un débit de  $Q_{May} = 53 \text{ m}^3/\text{s}$  correspondant à la photo de Mai 2017 et pour les quatre valeurs testées du coefficient de frottement sont présentées en Figure III.3. Les meilleurs résultats sont fournis avec un coefficient de Strickler  $K = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ . Cette valeur permet de bien reproduire les écoulements et de minimiser l'erreur quadratique moyenne (RMSE<sup>7</sup>) sur le secteur d'intérêt. Elle est d'environ 30 cm sur le tronçon pour cette valeur du coefficient de Strickler, ce qui est acceptable étant données les incertitudes de la topographie.

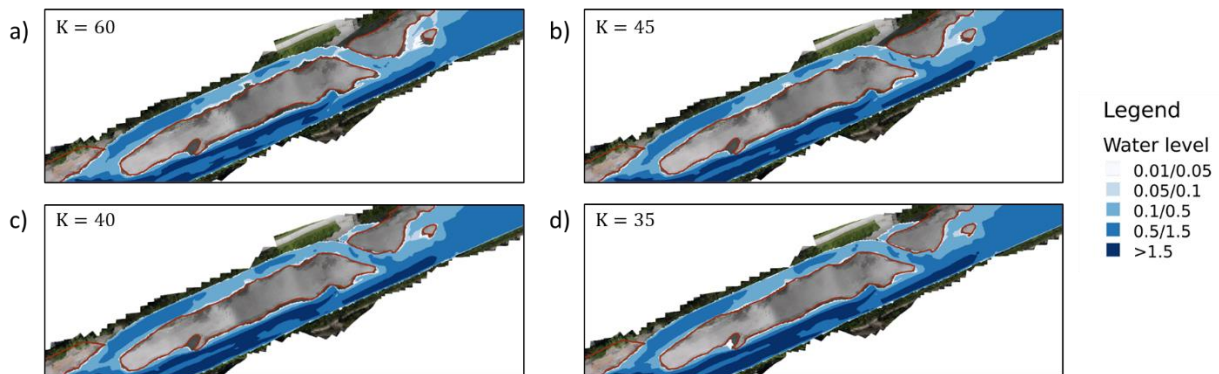


Figure III.3 : Hauteurs d'eau modélisées en mètres au niveau du banc de Fréterive pour les différentes valeurs du coefficient de Strickler : (a)  $60 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ , (b)  $45 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ , (c)  $40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  et (d)  $35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ . Les surfaces exondées des bancs observées par photographies aériennes pour ces débits sont encadrées en rouges.

<sup>7</sup> « Root Mean Square Error » erreur quadratique moyenne :  $RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (z_{\text{modèle}} - z_{\text{surface libre}})^2}$  où  $z_{\text{modèle}}$  est la surface libre modélisée et  $z_{\text{surface libre}}$  est la surface libre obtenue par la photographie aérienne.

### III.3.1.2.3 Validation du frottement sur l'épisode de chasse de 2017

Un limnimètre placé dans le chenal secondaire du banc de Fréterive (Banc 2) a permis de suivre le niveau d'eau lors de l'événement de chasse de 2017. Les niveaux d'eau simulés avec les différentes valeurs de Strickler ont été comparés aux niveaux d'eau mesurés dans cette zone (Figure III.4). On observe que :

- la période avant et après la chasse à bas débit est mal calée dans cette zone et le niveau d'eau simulé est toujours inférieur au niveau d'eau observé,
- lors de la chasse, le modèle est capable de donner le niveau d'eau de manière très précise. L'erreur RMSE lors de la chasse est de l'ordre de 5 cm pour le coefficient de frottement choisi.

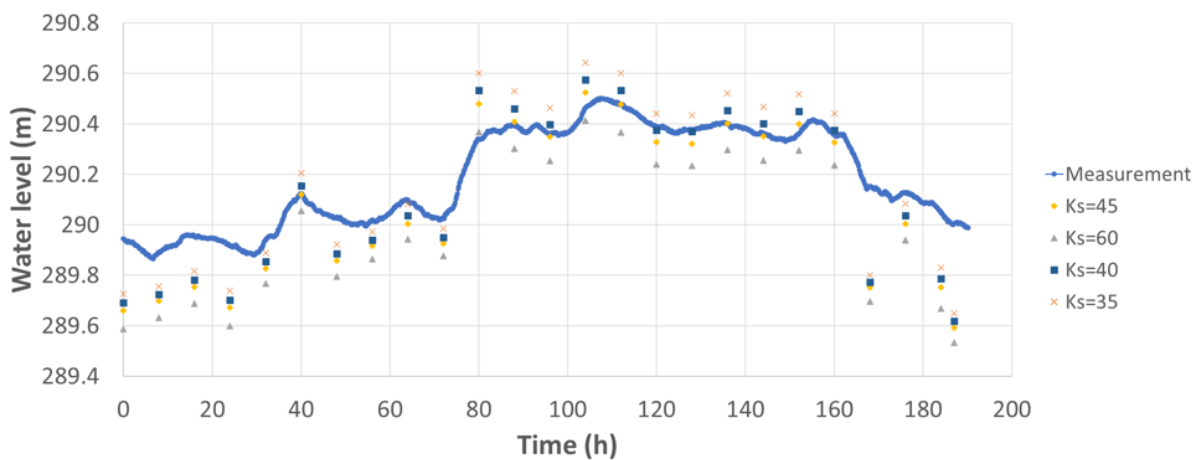


Figure III.4 : Comparaison des niveaux d'eau simulés avec différentes valeurs du coefficient de Strickler et mesurés par le limnimètre dans le chenal secondaire du banc de Fréterive lors de la chasse de 2017 (26/05/17 au 02/06/17).

### III.3.2 SENSIBILITE DU MODELE NUMERIQUE AUX VARIABLES DES SEDIMENTS COHESIFS LORS D'EPISODES A FLUX DE MES IMPORTANTS

Cette section présente une analyse de sensibilité aux variables décrivant les propriétés sédiments cohésifs ( $\tau_{ce}$ ,  $M$ ,  $\tau_{cd}$  et  $w_s$ ) en se plaçant dans les cas suivants :

- on considère qu'il n'y a pas de dépôts de sédiments cohésifs dans le domaine en condition initiale,
- on considère les deux événements de chasse de barrage, 2017 et 2018, avec la même géométrie initiale (basée sur les mesures avant la chasse de 2017).

Il s'agit donc d'événements qui ont tendance à déposer plutôt qu'éroder des sédiments cohésifs, car l'état initial est sans sédiments cohésifs dans le domaine et les chasses du barrage présentent des

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

concentrations de l'ordre de plusieurs  $g/l$  dans l'écoulement. Cette section est sous forme de proceeding publié à la conférence River Flow 2020 :

**Haddad H., Jodeau M., Antoine G., Claude N., Legout C. (2020). *Fine sediment deposits in gravel bed rivers: sensitivity analysis to particle properties using a 2D hydrodynamic and sediment model.***

#### *III.3.2.1 Abstract*

Fine sediment dynamics in mountainous rivers are poorly understood. However, high suspended sediment concentrations during natural events or reservoir flushing are known to be an issue further downstream. Numerical models are frequently used to predict sediment behavior, but measurements of cohesive sediment properties are rarely available. This study investigates the sensitivity of a numerical model to variables describing cohesive sediment behavior. The study case is a 3-km reach of the Isère River in the Alps with alternate gravel bars. The simulated outputs are the surfaces and volumes of fine sediment deposits over control areas. These outputs are analyzed to assess the sensitivity to the variables describing erosion and sedimentation in order to identify on which measurements and in which areas measurements efforts should be focused. For two simulated flushing events, disparities between various deposition areas are observed, depending on their locations on the gravel bar and the local hydraulic conditions.

#### *III.3.2.2 Introduction*

Fine sediments exhibit various stages of deposition and erosion during their transport from hillslopes to the ocean (Fryirs, 2013). In alpine gravel bed rivers, massive deposits can occur, leading to bar elevation, riparian vegetation growth and consequently to bar stabilization, which in turn increases flooding risks and alters the river ecological quality (Jourdain et al., 2019). Hydropower dams modify fine sediment fluxes in downstream rivers. While the presence of cohesive sediment deposits is highly visible in such environments, the processes leading to their deposition and potential resuspension is poorly understood. This is particularly due to the high spatial and temporal variability of fine sediment deposits characteristics (Legout et al., 2018) in preferential deposition areas (Camenen et al., 2013b).

Distributed numerical models are interesting tools to better understand cohesive sediment dynamics and to predict sediment propagation, transport and deposition during a period of interest. Multiple studies investigated the efficiency of various operations on the river, including flushing flows (Esmaeili et al., 2017; Gregory et al., 2018) and dredging operations (Haimann et al., 2018). A few of them focused on spatial and temporal variations of fine sediment properties (Hostache et al., 2014; Tritthart et al., 2019). However, in many numerical studies, measurements of cohesive sediment properties are not available (Grabowski et al., 2011). Thus, one has to use values from the literature often obtained for different conditions or to perform calibrations. The aim of this study is to assess i) the capability of a 2D numerical model to reproduce fine sediment deposits on gravel bars, ii) which variables describing erosion and sedimentation of cohesive particles are the most sensitive and iii) to which extent the results of sensitivity analysis are controlled by global boundary and local hydrodynamic conditions.



### ***III.3.2.3 Material and methods***

#### **III.3.2.3.1 Study site**

##### ***a) Fréterive reach on the Isère River***

The Isère River is a gravel bed river located in the southern French Alps. The modeled area is a 3 km reach located 38 km downstream the Aigueblanche dam and 200 m upstream of the Isère-Arc confluence. It is embanked, rectilinear and about 100 m wide, with a bed slope of 0.0016 m/m. Bed material is composed of coarse sediment ( $d_{50} = 24$  mm), non-cohesive fine sediment ( $d_{50} = 180$   $\mu$ m) and cohesive sediment ( $d_{50} = 40$   $\mu$ m). The average suspended sediment concentration (SSC) is less than 1 g/l most of the time but can reach more than 10 g/l during runoff or flushing events of the Aigueblanche dam.

During the 2017 winter, the area was subject to restoration works that consisted of mechanically removing vegetation and fine sediments from gravel bars as well as remodeling the gravel bars. These operations were performed to reduce the flooding risk and restore the bar mobility.

##### ***b) The 2017 and 2018 flushing events of the Aigueblanche dam***

The Aigueblanche dam is flushed once a year if the spring discharges are high enough. This operation allows to remove fine sediment in the reservoir to limit the transfer of sand to the turbine and the elevation of the bed river upstream of the reservoir. The 2017 and 2018 flushing events were selected to investigate potential differences in terms of deposition or erosion given their contrasted liquid discharges and SSC inputs. The 2017 flushing event (Figure III.5 a) lasted 3 days (28/05 to 31/05), with a liquid discharge peak of 200  $m^3 \cdot s^{-1}$  and a SSC peak of 12 g/l with a 1-day delay compared to the peak discharge.

The 2018 flushing event (Figure III.5 b) lasted 3 days and reached higher discharges (peak discharge around 300  $m^3 \cdot s^{-1}$ ) with less SSC. It can be decomposed in three parts. The main SSC peak, around 2.5 g/l was reached 8 hours after the peak discharge. In a second part of the flood event (starting from 09/05/2018) a rinsing test was performed to try to limit the fine sediment deposits after the flushing event. The goal of these high discharges was to re-suspend eventual deposits on downstream gravel bars. These events were then followed by a natural runoff event with high discharges, which explain the duration of the modeled event (12 days).

##### ***c) Bed elevation data and aerial pictures***

Topography and bathymetry surveys were performed between January and April 2017 as well as a LIDAR in 2014. They were used to create the digital elevation model (DEM) of the Fréterive reach. Four aerial photos, two in April and May before the 2017 flushing event and two in June and July after the 2017 flushing, are available. The comparison of manually digitized contours of fine deposit patches on the photos allows to obtain the surfaces of fine sediment deposits before and after the flushing event on the gravel bars for a given discharge.

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

While the modeled reach is 3 km long, the sensitivity analysis focuses only on 2 bars (Figure III.6) representative of the whole reach. In this zone, multiple areas of deposits are identified from aerial photography: a secondary channel (named SC), 5 marginal deposits on the right bank of the central bar (RBMDi with i from 1 to 5), 3 on the left bank (LBMDi with i from 1 to 3) and 2 bar tail deposits, BTI4 and BTU4. Control areas were chosen for each of these areas (Figure III.6).

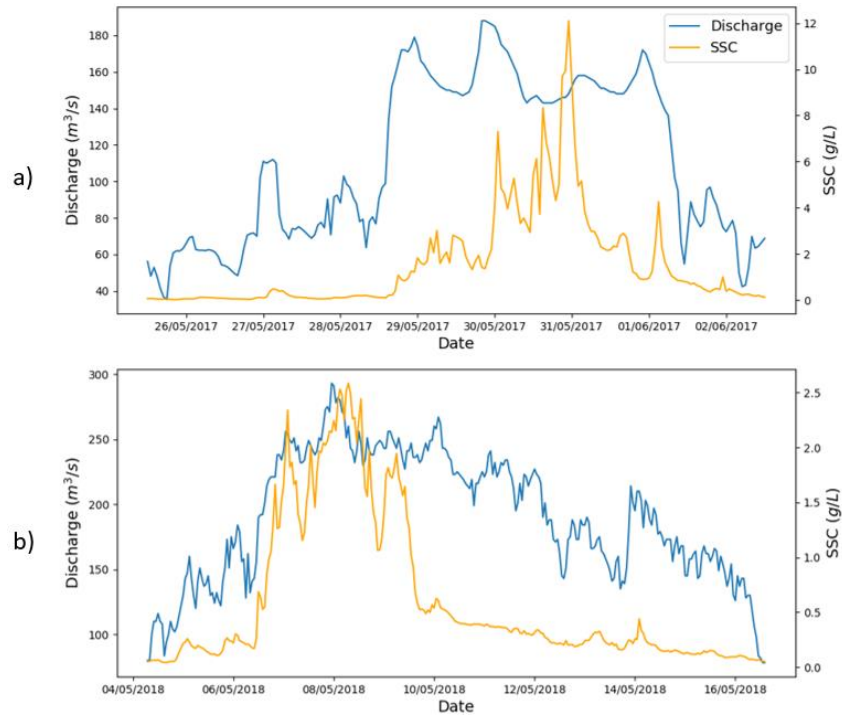


Figure III.5 : Discharge and suspended sediment concentrations (SSC) for two flushing events in (a) 2017 and (b) 2018.

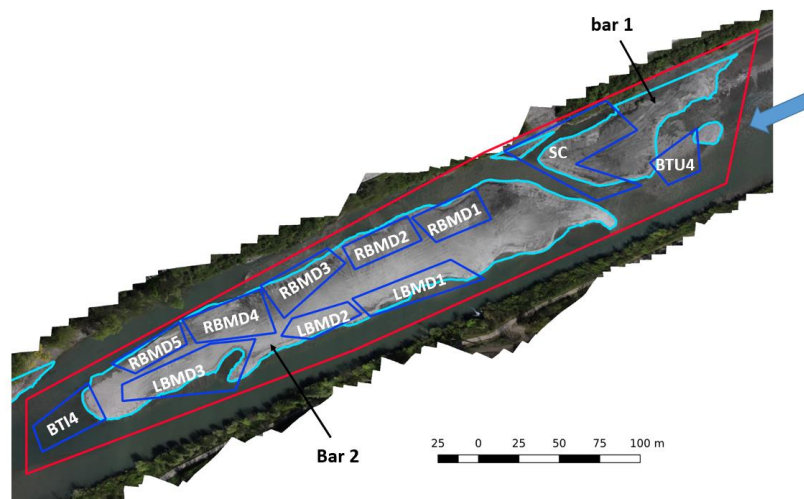


Figure III.6 : Area of interest illustrated by a photography taken in April 2017 ( $Q = 35 m^3 \cdot s^{-1}$ ) after the restoration works and before the flushing event of 2017. Bars are digitized in blue. The blue arrow indicates the water direction from right to left. The contour in red covers the whole area and the blue ones are the areas of various patches: right bank marginal deposit (RBMD), left bank marginal deposit (LBMD), bar tails (BTI4 and BTU4) and secondary channel (SC).

### III.3.2.3.2 TELEMAC2D-SISYPHE modeling system

The numerical simulations were run using the release 8.0 of TELEMAC-2D and SISYPHE from the open source TELEMAC-MASCARET hydro-informatics system coupled with SISYPHE (Villaret et al., 2013).

TELEMAC-2D is a two-dimensional hydrodynamic model that solves the Saint-Venant equations (conservation of mass and momentum). It predicts for each node in the mesh the water level and flow velocities. The finite element method offered by the system is used to solve the linear system.

The sediment transport of fine cohesive sediments is simulated with SISYPHE. It is coupled with TELEMAC-2D with an identical simulation time step and computes erosion and deposition on each node and each time step.

#### *a) Modeling of the Fréterive site*

The constructed model includes 526,653 nodes and 1,042,620 triangular mesh elements. The mesh is regular, and each element is about 1 m wide. The model simulation time step has been set to 1 s in order to respect the Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) condition.

For all the calculations, the initial bed elevation corresponds to the configuration before the 2017 flushing event (remodeled bars without fine sediment deposits).

#### *b) Hydraulics and calibration of the Strickler coefficient*

The boundary conditions for the hydraulics are the following: for a prescribed liquid discharge at the inlet of the domain, a Manning-Strickler law is used to compute the water level at the outlet of the modeled area, with the approximation of a wide rectangular canal. The Strickler coefficient was calibrated to  $K = 40 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  allowing to reproduce at best the modeled surfaces of non-immersed gravel bars obtained with aerial photography observations for two steady states ( $Q = 35 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  in April and  $Q = 53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  in May).

#### *c) Sediment transport*

In this study case, two main hypotheses were taken, given the configuration of the study site: (1) bed load is not taken into account, for the 2017 flushing event, data show that the bed evolution due to bed load is negligible. (2) It should be stressed that the input SSC shown in Figure III.5 is a mixture of all sediments. Since no data on the suspended sediment classes is available, the sedigraph is modeled considering a unique class of cohesive sediment with given properties (settling velocity, critical erosion and deposition shear stresses and erosion rate). The Partheniades and Krone formulae are used to compute the erosion and deposition flux:

$$E = \begin{cases} M \left[ \left( \frac{\tau_b}{\tau_{ce}} \right) - 1 \right] & \text{if } \tau_b > \tau_{ce} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$

$$D = \begin{cases} w_s C \left( 1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}} \right) & \text{if } \tau_b < \tau_{cd} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

where  $E$  is the erosion flux [ $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ],  $M$  the Partheniades constant [ $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ],  $\tau_b$  the bottom shear stress [ $Pa$ ],  $\tau_{ce}$  the critical erosion shear stress [ $Pa$ ].  $D$  is the deposition rate [ $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ],  $w_s$  the settling velocity [ $m/s$ ],  $C$  the depth-averaged concentration [ $kg/m^3$ ] and  $\tau_{cd}$  the critical shear stress for deposition [ $Pa$ ].

#### III.3.2.3.3 Sensitivity study methodology

Multiple field and laboratory measurements were conducted previously on the Isère River and other similar gravel bed rivers in the Alps. They were used to define the range of values for each variable describing the sediment properties. The reference simulation (Tableau III.2) was chosen with values for settling velocity and critical erosion derived from mean values extracted from measurements (Legout et al., 2018). The values of the other variables (critical deposition shear stress and erosion rate  $M$ ) were chosen as an approximation since no measurement is available. The sensitivity of the modeling approach to these variable variations is analyzed on the basis of the fine sediment deposits characteristics over the study area. First of all, the aerial photos after the 2017 flushing event are used to check if the model correctly reproduced the locations and surfaces of deposits for the reference simulation. Then, one variable at a time is modified and values are tested for multiple orders of magnitude in order to test the sensitivity of the modeled outputs. The 2017 and 2018 flushing events are simulated in order to assess the effect of contrasted upstream boundary conditions.

Tableau III.2 : List of simulations for the cohesive sensitivity study. Each variable was modified one at a time for a wide range of values to test its influence on the model over multiple orders of magnitude.

Variable	Reference simulation	Sensitivity to $w_s$	Sensitivity to $\tau_{cd}$	Sensitivity to $\tau_{ce}$	Sensitivity to $M$
$w_s$ (mm/s)	0.17	[0.01, 0.1, 0.17, 0.25, 0.5, 1, 10]	0.17	0.17	0.17
$\tau_{cd}$ (Pa)	0.4	0.4	[0.001, 0.025, 0.1, 0.4, 0.9, 1.6, 40]	0.4	0.4
$\tau_{ce}$ (Pa)	1	1	1	[0.1, 0.4, 1, 2, 2.5, 3, 6]	1
$M$ ( $g.m^{-2}.s^{-1}$ )	1	1	1	1	[0.1, 1, 10, 100, 1000]

To evaluate the model sensitivity for given boundary conditions, the volume of deposit is calculated for each control area (Figure III.6) or for the whole area and dimensionless volume  $Y$  is plotted against dimensionless variable  $X$  : on these plots, the higher the slope, the more sensitive the variable is.

$$\begin{cases} X = \frac{\text{parameter value}}{\text{reference value of parameter}} \\ Y = \frac{\text{deposit volume}}{\text{reference deposit volume}} \end{cases} \quad (III-6)$$

### III.3.2.4 Results and discussion

#### III.3.2.4.1 Evaluation of the sediment model

The first step was to evaluate the model's capability to reproduce fine sediment deposits. Thus, the model was tested for the 2017 flushing event for cohesive sediments using the reference simulation configuration. The observed surfaces of deposits are derived from the aerial photography taken in July 2017 at low discharge after the flushing event. Figure III.7 represents the observed and simulated deposits over the two gravel bars.

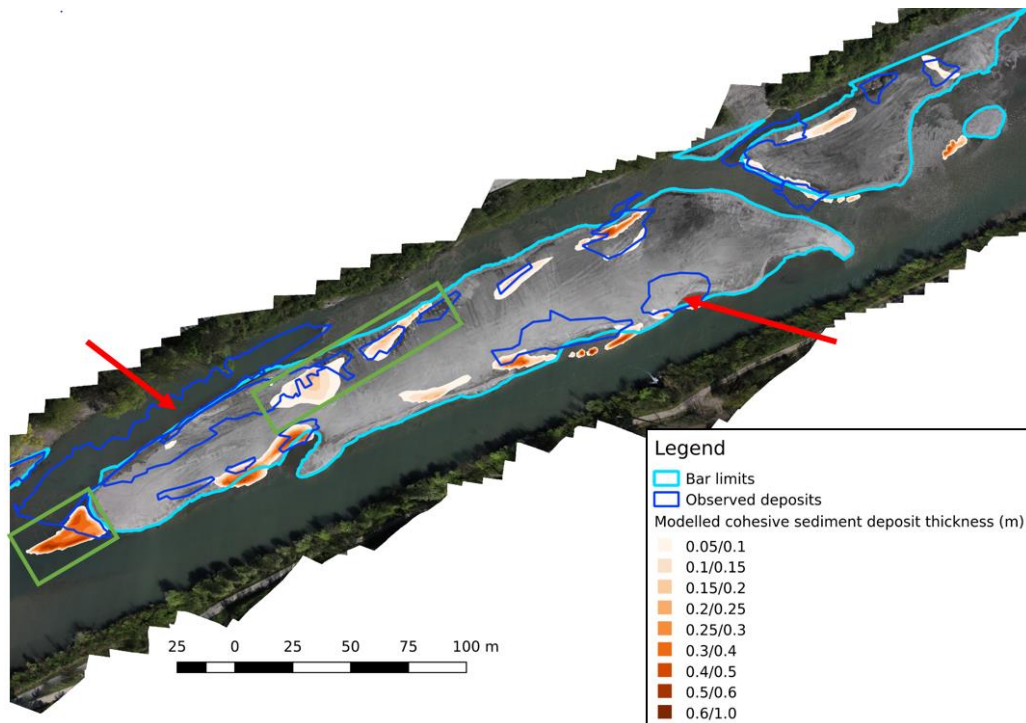


Figure III.7 : Map of observed and modeled deposits in the area with the reference configuration for cohesive sediment. For the modeled outputs, the legend starts for a deposit value of 5 cm: a deposit is only considered if it is higher than 5 cm. Red arrows indicate numerical errors in locations related to interpolation and lack of topography measurements. Green rectangles show bar tail deposits thicker than superficial deposits.

The total surface of the observed deposits in the area is  $5400 \text{ m}^2$  and the numerical model reproduces  $2550 \text{ m}^2$ . About half of the observed deposits are not reproduced by the model. However, aerial photography observations include sandy areas as well as cohesive deposits and cannot be distinguished. The model focuses only on cohesive sediment and it is therefore normal to reproduce less deposits than the observed ones. Furthermore, some numerical errors are related to interpolation of topography on the central bar as well as a lack of measurements in the channel on the right of the central bar (red arrows in Figure III.7).

Nevertheless, marginal deposits, bar tail deposits, secondary channel deposits as well as superficial deposits, can be identified. This is coherent with the description of deposits given by Wood et Armitage (1999) and observed by Camenen et al. (2013b). The thickness of different deposits is not available.

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

However, the numerical model is in agreement with field observations that show that bar tail deposits are thicker than marginal and superficial ones. The reference simulation leads to a maximum of more than 40 cm of deposits on the bar tail and less than 10 cm in some superficial areas (green rectangles in Figure III.7). It is thus fair to say that the model reproduces quite well cohesive sediment deposits in the zone.

#### III.3.2.4.2 Global sensitivity analysis in the area

For the 2017 flushing event, the reference deposit volume in the zone is  $423.04 m^3$ . This volume is multiplied by 2.6 when the settling velocity is 2 orders of magnitude higher and divided by 8 when the settling velocity is one order of magnitude lower ( $54 m^3$  for  $w_s = 0.1 \cdot 10^{-5} m/s$ ,  $423 m^3$  for  $w_s = 0.17 \cdot 10^{-3} m/s$  and  $1110 m^3$  for  $w_s = 0.01 m/s$ ) (Figure III.8 a, blue line). The plot for the critical shear stress for deposition (Figure III.8, green line) follows the same slope except for the last point. For this event, these variables are the most sensitive ones.

The critical erosion shear stress is less sensitive than  $w_s$  and  $\tau_{cd}$  but plays a non-negligible role: the minimum volume obtained is  $115 m^3$  and the maximum  $486 m^3$ . This suggests that the higher the value of  $\tau_{ce}$  is, the more fine sediments are re-suspended. A threshold is reached for the high values of  $\tau_{ce}$ , which suggests that the highest values for bed shear stress obtained for these boundary conditions are lower than the threshold.

For the 2018 flushing event, the reference simulation leads to a total volume of deposit of  $401.5 m^3$  which is 5 % lower than the volume simulated with the 2017 event. The 2018 flushing event exhibits higher discharges and thus globally higher shear stresses. This leads to less deposits. In fact, for the 2018 boundary conditions, the outputs are more sensitive to the critical erosion shear stress (Figure III.8 b, red line): the maximum and minimum volumes are respectively  $644 m^3$  and  $37 m^3$ , values which are more spread out than for the 2017 event and the slope of the line is higher.  $\tau_{ce}$  is a very sensitive variable for higher discharges and is as sensitive as  $w_s$  and  $\tau_{cd}$  for the second scenario tested.

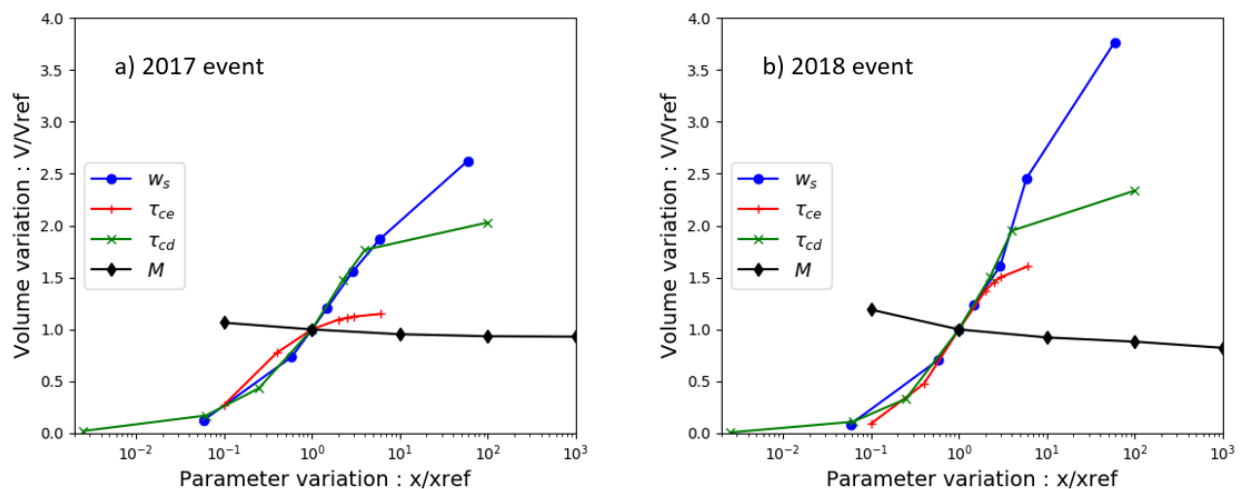


Figure III.8 : Sensitivity to cohesive sediment variables in the whole area for the (a) 2017 flushing event and (b) 2018 flushing event.



### III.3.2.4.3 Effect of local hydraulic conditions

In order to assess to which extent the conclusions derived from the sensitivity analysis at the bar scale exhibit spatial variations, the sensitivity was then investigated at smaller scales corresponding to various facies of deposition areas, i.e. RBMD1, BTI and SC.

For the 2017 flushing event, in RBMD1 (Figure III.9 a) and SC (Figure III.9 c) the reference volumes are respectively  $28 \text{ m}^3$  and  $36 \text{ m}^3$ . In RBMD1  $\tau_{cd}$  is the most sensitive variable (volume multiplied by 3 when  $\tau_{cd}$  is multiplied by 4) followed by  $w_s$  (volume multiplied by 3 when  $w_s$  is multiplied by 100). In the SC area (Figure III.9 c), the settling velocity is the most sensitive variable (volume multiplied by 5 for maximum value, outside graph) while  $\tau_{ce}$  and  $\tau_{cd}$  are equally sensitive.

The results can be compared to two studies. Hostache et al. (2014) looks at general sensitive variable on a large floodplain scale and evidence the fact that the most sensitive variable is the settling velocity which is coherent with Figure III.8. Our study's objectives are however closer to the ones aimed by Milan et al. (2018) where they look at spatial patterns in sediment deposit related to hydraulic conditions and velocities. Indeed, the spatial differences observed (Figure III.9) can be explained by local hydraulic conditions related to gravel bed topography. For the same global boundary conditions, local velocities are controlled by topography and can favor one variable of the sediment over another. The results suggest that on high altitudes (superficial part of gravel bars), shear stresses are low and therefore  $\tau_{cd}$  is a very sensitive variable and on topographic lows,  $w_s$  and  $\tau_{ce}$  gain more importance. Thus, different patterns and areas of deposition of cohesive sediment can be observed.

By comparing the 2017 and 2018 flushing events, we can notice that the global boundary condition can sharpen the difference in sensitivity in different areas. For the 3 control volumes, the critical erosion shear stress is much more sensitive for the 2018 boundary conditions than for the 2017 ones (Figure III.9). In the bar tail area for example,  $\tau_{ce}$  is the most sensitive variable for the 2018 event (volume multiplied by 2.5 and divided by 9 when the variable is respectively multiplied by 3 and divided by 2), at least before the threshold is reached.

Figure III.8 and Figure III.9 show that the critical shear stress for deposition is a very sensitive coefficient. This can be a source of uncertainty in modeling studies since direct measurement of this quantity is not possible in situ. However, in the community, the existence of this variable is debated (Maa et al., 2008). Indeed, some authors argue that deposition and erosion occur at the same time (Winterwerp et al., 2012). In fact, on the plots in Figure III.8 and Figure III.9, a "break" in the slope of the green line is clearly visible when  $\tau_{cd}$  becomes larger than  $\tau_{ce}$ , which corresponds to a change of paradigm and deposition and erosion are allowed at the same time.

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

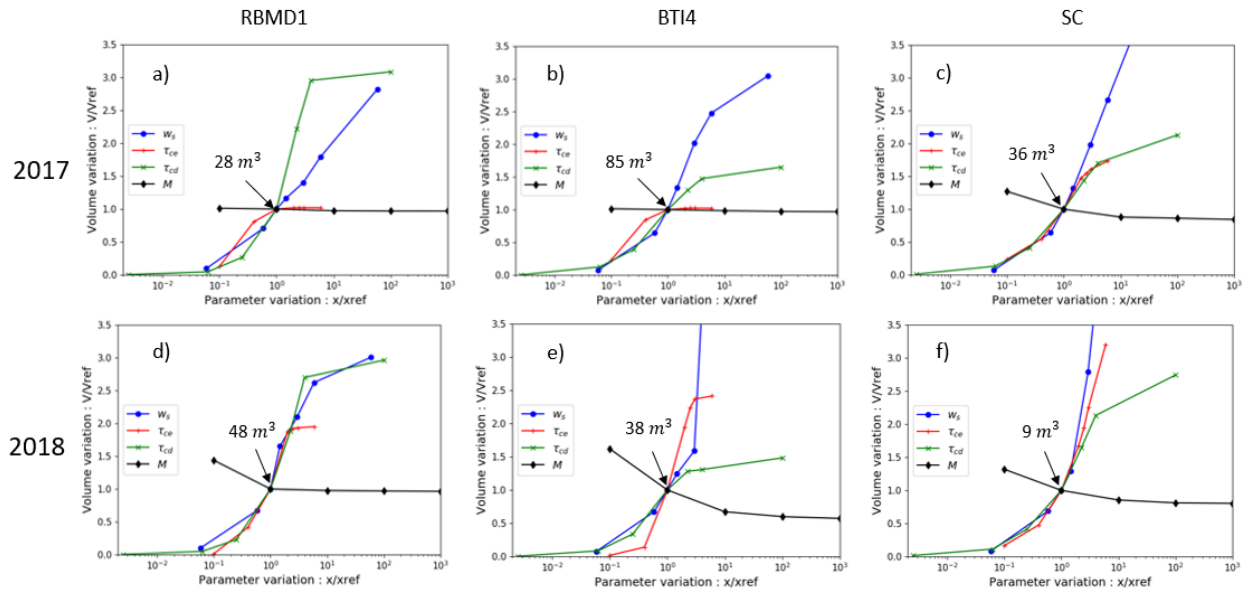


Figure III.9 : Sensitivity on different control volumes for the (a,b and c) 2017 and (d,e and f) 2018 events. The y axis is limited between 0 and 3.5 in order to compare the different figures, maximum values don't appear on the plots (e) and (f).

#### III.3.2.5 Conclusions

The aim of this study was to better understand the behavior of fine sediment deposits in a 2D morphodynamic numerical model for two contrasted flushing events in a gravel bed river.

The main results are: (1) the simulated deposition map exhibits good agreement with observed fine sediment deposits with variables estimated from previous in situ measurements. (2) An event with higher discharges intensifies the sensitivity to the critical erosion shear stress. (3) Local topography and hydraulic conditions are important factors to the sensitivity of the modeled deposits to cohesive sediment variables.

These results highlight the importance of knowing sediment origins and their properties and will be considered during future field monitoring seeking to supply the numerical model.

### ***III.3.3 SENSIBILITE DU MODELE NUMERIQUE AUX VARIABLES DES SEDIMENTS COHESIFS POUR DES CONDITIONS INITIALES ET LIMITES CONTRASTEES***

Dans la section précédente, la sensibilité du modèle a été étudiée pour des événements de chasse de barrage, présentant des concentrations de l'ordre du  $g/l$ , pour un état initial des bancs sans présence de dépôts de sédiments fins. Cela correspond à un état du lit après les travaux de restructuration et de remodelage des bancs, comme ceux effectués pendant l'hiver 2017 (les sédiments fins sont entièrement supprimés des bancs de graviers). Ces événements conduisent à un dépôt des sédiments cohésifs apportés depuis l'amont. Nous avons mis en évidence que la position des dépôts est différente selon l'événement et que la sensibilité des volumes de dépôts modélisés est différente selon la zone considérée.

Cette section complète cette première analyse avec pour objectif d'évaluer i) la sensibilité du modèle pour un autre type d'évènement, à tendance érosive, présentant des conditions à la limite amont différentes de celles testées dans la section précédente (débits plus élevés et flux de MES plus faibles), ii) l'influence de la quantité de sédiments cohésifs initialement présents sur la sensibilité des résultats du modèle aux variables sédimentaires et iii) les différences de sensibilité entre un état initial avec des sédiments cohésifs proches de l'écoulement et un état initial avec des sédiments cohésifs sur la surface des bancs.

#### ***III.3.3.1 Événement sélectionné et conditions initiales retenues***

##### ***III.3.3.1.1 Épisode sélectionné***

Après analyse de la chronique de débits entre 2017 et 2020, l'événement qui a eu lieu entre le 10/06/2019 et le 12/06/2019 a été sélectionné (Figure III.10). Il est constitué de deux phases. La première phase de montée de débit pendant la nuit du 10/06/2019 atteint une valeur de  $Q_{max} = 350 m^3/s$  pendant une durée d'environ 6 h et une concentration maximale de  $C_{max} = 1.75 g/L$ . Elle est suivie par une diminution du débit à environ  $200 m^3/s$  et une concentration de 0.25 g/L. Un autre pic de débit d'environ  $250 m^3/s$  et une concentration d'1  $g/L$  sont atteints pendant la deuxième phase de l'épisode, pendant la nuit du 11 au 12/06/2019. Cet évènement présente donc des caractéristiques contrastées par rapport à ceux présentés en section III.3.2.3.1b) (i.e. les chasses de 2017 et 2018) avec un plus fort débit de pointe et des concentrations plus faibles. La comparaison de ces 3 épisodes correspond à l'objectif i) rappelé dans le Tableau III.3.

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

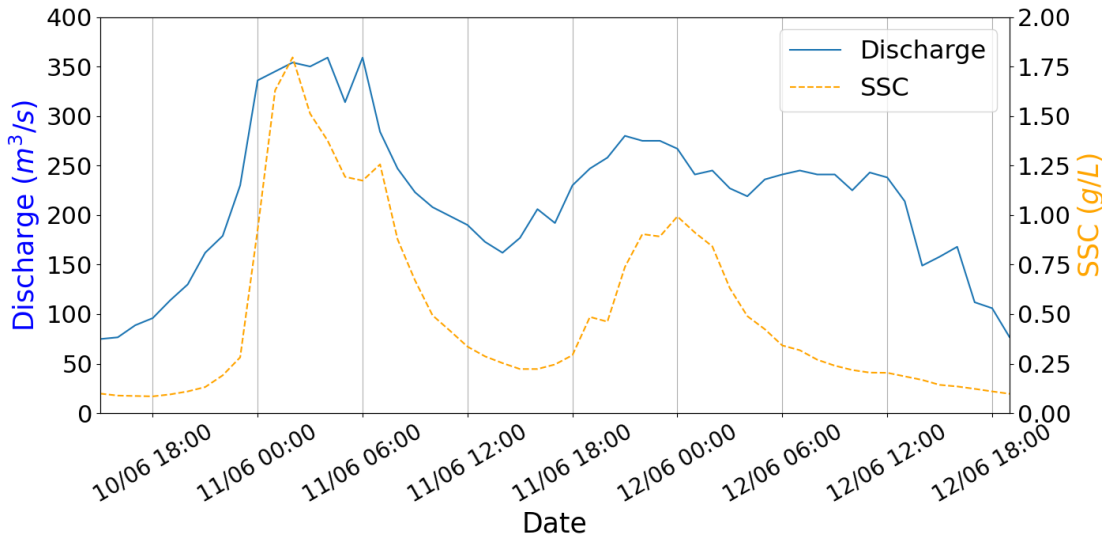


Figure III.10 : Evénement de 2019 sélectionné pour l'étude de la sensibilité du modèle numérique aux variables sédimentaires.

#### III.3.3.1.2 Paramétrages et conditions initiales testées

Les mêmes hypothèses et conditions de travail que celles présentées dans la section III.3.2 sont maintenues (fond de graviers fixe non-érodable, seuls les sédiments cohésifs peuvent être érodés, mêmes zones de contrôles autour du banc de Fréterive), à l'exception de l'événement choisi et de l'état initial. Dans cette partie, l'intérêt est porté sur l'érosion : la quantité de sédiments initialement présents et la position des dépôts (marginaux ou surfaciques, Figure I.7) sont des paramètres importants à prendre en compte pour l'étude de sensibilité.

Pour répondre aux objectifs ii) et iii), plusieurs configurations ont été testées et présentées dans le Tableau III.3. Les états initiaux sont définis comme suit :

- Pour les états initiaux de l'objectif ii) (Tableau III.3), les trois états correspondent à des résultats de la chasse 2017 (donc des dépôts situés dans les zones marginales et en eau) mais dans des quantités différentes (Figure III.11). Les résultats des simulations de chasse 2017 ont donc été utilisés pour générer ces états initiaux en faisant varier les valeurs de la vitesse de chute (pour le 1<sup>er</sup> :  $w_s = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$  ; pour le 2<sup>ème</sup> :  $w_s = 1.7 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$  (référence) et pour le dernier :  $w_s = 10^{-2} \text{ m/s}$ ).
  - o Les zones de dépôts sont sensiblement les mêmes entre les trois états initiaux avec des surfaces légèrement plus grandes pour chaque zone de dépôt pour l'état initial M1 par rapport à M0 et pour l'état initial M2 par rapport à M1 (Figure III.11 a,d,g). On retrouve cette tendance dans l'histogramme des altitudes de dépôt ayant la même allure et un maximum pour la même valeur altitude de 50 cm (Figure III.11 b,e,h).
  - o Les différences se trouvent surtout sur les épaisseurs de dépôt qui sont de plus en plus fortes. Pour chacune des trois zones (en eau, marginale et surfacique), les épaisseurs de dépôt augmentent en passant de l'état initial M0, au M1 puis au M2 (Figure III.11 c,f,i). En particulier, la médiane des épaisseurs en zone marginale est multipliée par deux entre l'état initial M0 et l'état initial M2. Une augmentation très importante des épaisseurs est

Chapitre III : Sensibilité de la modélisation hydro-sédimentaire en rivière de montagne aux caractéristiques des sédiments cohésifs

visible sur les zones en eau, mais ces zones correspondent à une proportion limitée des sédiments (moins d'un quart des sédiments - Figure III.11 b,e,h).

- Pour définir les états initiaux de l'objectif iii) (Tableau III.3), les sédiments déposés par les événements de référence des chasses 2017 et 2018 ont été utilisés pour définir respectivement les états initiaux M1 et S. L'événement de chasse 2017 dépose des sédiments dans les zones marginales alors que celui de 2018 dépose plus dans les zones en surface de banc car les débits atteints sont plus élevés ( $> 250 \text{ m}^3/\text{s}$  en 2018 contre  $180 \text{ m}^3/\text{s}$  en 2017). Ces deux états initiaux sont présentés en Figure III.12 :
  - o Pour l'état initial M1, les dépôts se situent dans les zones marginales en rive gauche et droite du banc 2, dans le chenal secondaire au droit du banc 1 ainsi qu'en queue de banc 2 (Figure III.12 a). Ces zones sont pour la plupart entre le niveau d'eau à  $0 \text{ cm}$  (1<sup>er</sup> quartile) et  $50 \text{ cm}$  (3<sup>ème</sup> quartile) d'altitude sur le banc par rapport à la surface libre (Figure III.12 b). Les dépôts en zone marginale (entre  $0$  et  $50 \text{ cm}$  au-dessus de la surface libre) sont plus épais (médiane d'épaisseur de dépôt de  $30 \text{ cm}$ ) que ceux en eau (altitude inférieure à  $0 \text{ cm}$  – médiane d'épaisseur de  $15 \text{ cm}$ ) et ceux en surface du banc (altitude supérieure à  $50 \text{ cm}$  de l'eau – médiane d'épaisseur égale à  $8 \text{ cm}$ ) (Figure III.12 c).
  - o Pour l'état initial S, quelques dépôts marginaux sont présents ainsi que le dépôt en queue de banc 2 ; mais un dépôt supplémentaire dont la surface est importante occupe la partie sommitale au centre du banc 2 (Figure III.12 d). Les zones de dépôts pour cet état initial sont donc comprises pour la plupart entre  $45 \text{ cm}$  (1<sup>er</sup> quartile) et  $75 \text{ cm}$  (3<sup>ème</sup> quartile) d'altitude par rapport à la surface libre (Figure III.12 e). Pour cet état, les dépôts en eau et surfaciques sont plus épais que ceux pour l'état initial M1 alors que les dépôts marginaux sont moins épais (médiane de  $20 \text{ cm}$ ).

Tableau III.3 : Scénarii de modélisation définis selon les questions, états initiaux et conditions à la limite amont testés. L'état initial 0 est sans sédiments cohésifs, M0 correspond à  $197 \text{ m}^3$ , M1 à  $423 \text{ m}^3$  et M2 à  $791 \text{ m}^3$  de dépôts marginaux. S correspond à  $402 \text{ m}^3$  de dépôts surfaciques.

Objectif	Etats initiaux et événements			
<b>i) : influence de l'événement étudié (conditions aux limites)</b>	Chasse 2017 avec l'état initial 0	Chasse 2018 avec l'état initial 0	Événement de juin 2019 avec l'état initial 0	
<b>ii) : influence de la quantité de sédiments à l'état initial</b>	Événement de juin 2019 avec des sédiments cohésifs <b>en bordure d'écoulement (dépôts marginaux)</b> en différentes quantités :			
	Etat initial 0	Etat initial M0 ( $197 \text{ m}^3$ )	Etat initial M1 ( $423 \text{ m}^3$ )	Etat initial M2 ( $791 \text{ m}^3$ )
<b>iii) : influence de la position des sédiments à l'état initial</b>	Événement de juin 2019 avec l'état initial M1 ( $423 \text{ m}^3$ )		Événement de juin 2019 avec l'état initial S ( $402 \text{ m}^3$ )	

### III.3 Sensibilité aux variables caractéristiques des sédiments cohésifs

Pour chacune de ces configurations d'états initiaux, la sensibilité à chaque variable a été évaluée par la même méthode que celle de la section III.3.2.3.3. Chaque variable a été modifiée, un à la fois, en prenant des valeurs sur plusieurs ordres de grandeur tel que présenté dans le Tableau III.2. Pour évaluer la sensibilité des résultats à ces variables, un graphique de sensibilité adimensionnel est tracé (équivalents à ceux de la section III.3.2.4, Figure III.8) et une pente de sensibilité autour de la valeur de référence est calculée. Les bornes choisies pour chaque variable (Tableau III.4) ont été utilisées pour calculer cette pente de sensibilité  $dy/dx$  où  $dy$  est la variation du volume déposé et  $dx$  est la variation de la variable. Plus cette pente est élevée, plus les résultats du modèle sont sensibles aux variations de la variable.

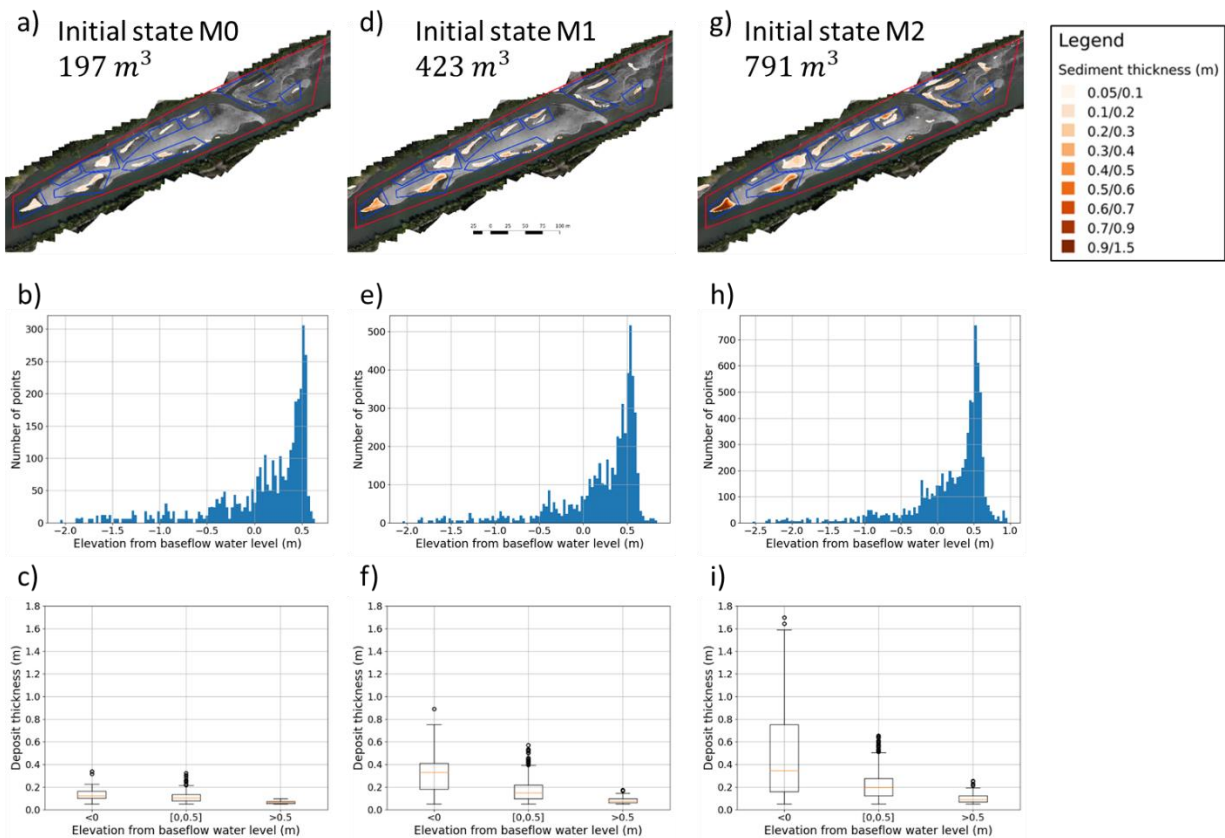


Figure III.11 : Description des états initiaux M0, M1 et M2 utilisés pour répondre à l'objectif iii) sur l'influence de la quantité de sédiments à l'état initial. a), d) et g) Cartographies des sédiments présents à l'état initial, b), e) et h) histogrammes des altitudes des sédiments par rapport à la surface libre et c), f) et i) répartition des épaisseurs des sédiments par zone respectivement pour les états initiaux M0, M1 et M2.



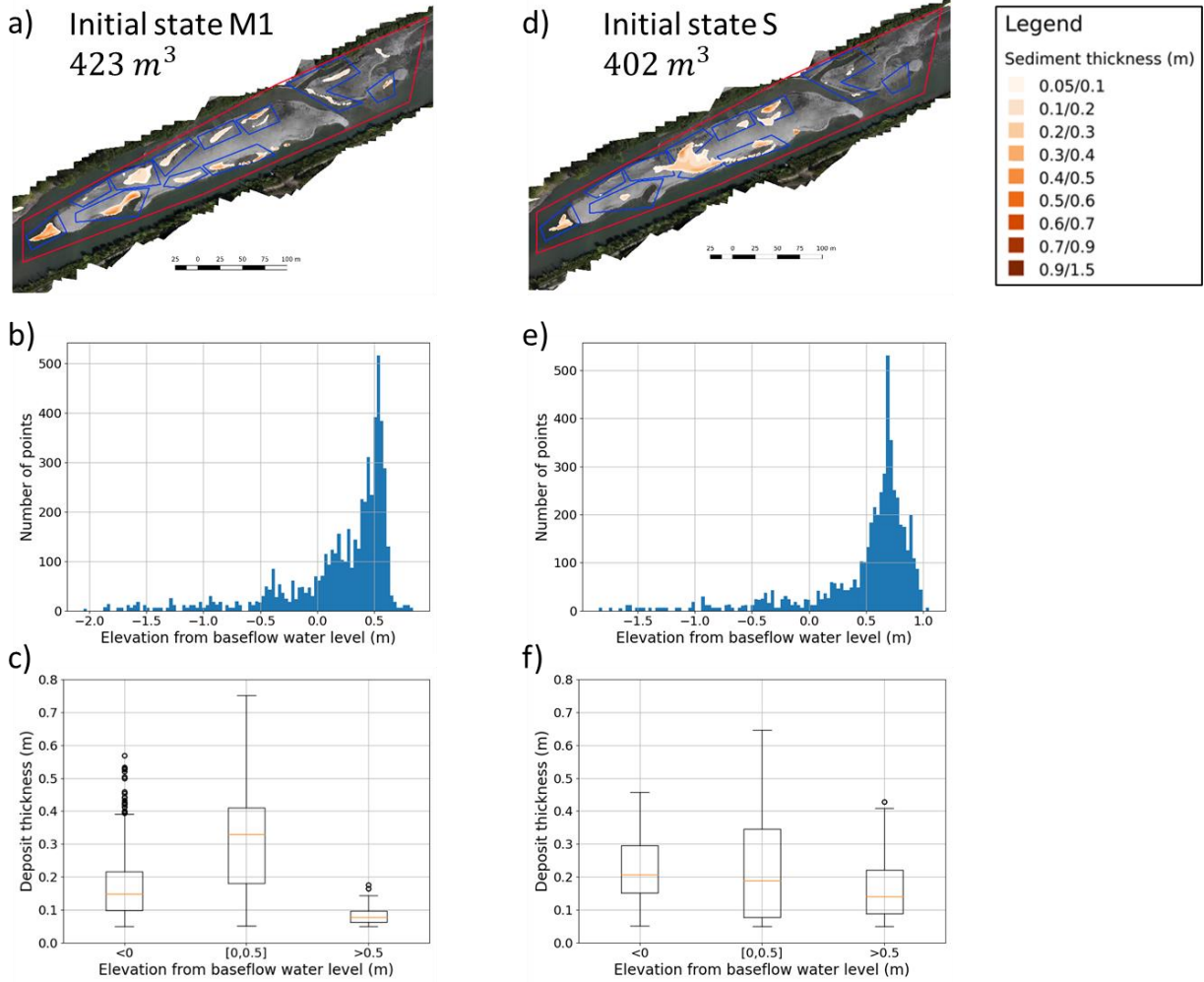


Figure III.12 : Descriptions des états initiaux M1 et S utilisés pour répondre à l'objectif ii). L'état initial M1 est obtenu après la chasse de 2017 et correspond à des sédiments cohésifs déposés en zones marginales, l'état initial S est obtenu après la chasse de 2018 et correspond à des sédiments en zones surfaciques. a) et d) Cartographies des sédiments présents à l'état initial, b) et e) histogrammes des altitudes des sédiments par rapport à la surface libre et c) et f) répartition des épaisseurs de sédiments par zone respectivement pour l'état initial 1 et 2.

Tableau III.4 : Bornes sélectionnées pour l'analyse de sensibilité de chaque variable.

Variable	Bornes pour l'analyse de sensibilité
$w_s$ [m/s]	$[10^{-4} ; 2.5 \cdot 10^{-4}]$
$\tau_{cd}$ [ $N \cdot m^{-2}$ ]	$[0.1 ; 1.6]$
$\tau_{ce}$ [ $N \cdot m^{-2}$ ]	$[0.4 ; 2]$
$M$ [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ]	$[10^{-4} ; 10^{-2}]$

### III.3.3.2 Résultats et discussion

#### III.3.3.2.1 Influence du type d'évènement modélisé

Les trois événements sont contrastés en termes de débits et concentrations entrants. La chasse 2017 atteint un pic de débit de  $180 \text{ m}^3/\text{s}$  et un pic de concentration de  $12 \text{ g/L}$ , correspondant à un flux entrant dans le secteur de l'ordre de  $160 \text{ kt}$ . La chasse de 2018 apporte une quantité de sédiments légèrement inférieure, de  $150 \text{ kt}$ , avec des conditions de débit et de concentration différentes : le pic de débit dépasse  $250 \text{ m}^3/\text{s}$  et les concentrations restent inférieures à  $3 \text{ g/L}$ . Enfin, l'évènement de juin 2019 atteint des débits élevés, supérieurs à  $350 \text{ m}^3/\text{s}$  et les concentrations restent faibles, inférieures à  $2 \text{ g/L}$  générant un flux de l'ordre de  $26 \text{ kt}$ . Les trois scénarios sont réalisés sur un fond initial sans sédiments cohésifs.

La sensibilité aux différentes variables pour les trois événements est présentée en Figure III.13. Les mêmes tendances sont observées pour les trois conditions à la limite amont. Les volumes déposés sont très sensibles aux variations de la vitesse de chute, suivies des variations des contraintes critiques d'érosion et de dépôt. Ils sont par contre peu sensibles aux variations de la variable  $M$ . Néanmoins, la sensibilité à la contrainte critique d'érosion semble varier entre la chasse 2017 et les deux autres événements. Ceci peut s'expliquer par le fait que pour les événements de 2018 et 2019, il y a plusieurs phases avec des augmentations et des diminutions des débits. Des sédiments qui se déposent à un certain débit peuvent être ré-érodés par la suite. Au contraire, l'évènement de chasse 2017 présente une phase d'augmentation du débit, puis se stabilise au débit maximum, et se termine par une phase de descente. La sensibilité à la contrainte critique est d'autant plus forte pour les événements présentant des débits plus élevés. Elle est multipliée par deux entre la chasse de 2017 et l'évènement de 2019.

Ainsi, en partant d'un état initial sans sédiment, la même hiérarchie de sensibilité des résultats aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs est conservée pour les trois conditions limites testées, à l'exception de  $\tau_{ce}$  pour l'évènement 2017 par rapport aux deux autres. Les conditions limites ont donc peu d'influence sur l'interprétation de l'analyse de sensibilité du modèle aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs.

#### III.3.3.2.1 Influence de la quantité de dépôts à l'état initial

La Figure III.14 présente l'influence de la quantité de sédiments présents à l'état initial sur la sensibilité des volumes de dépôts modélisés aux variations des caractéristiques des sédiments. Contrairement aux états initiaux considérés précédemment, dès que des sédiments sont présents à l'état initial (M0, M1 ou M2), la variable la plus sensible pour les valeurs considérées devient la contrainte critique d'érosion et non pas la vitesse de chute. Ce résultat est important et montre que pour un état initial plus réaliste avec des sédiments cohésifs présents (l'état initial sans sédiments cohésifs considéré dans la section précédente est rare et dû à des travaux d'essartement), les variables d'érosion sont au moins aussi sensibles que les variables de dépôt. Par ailleurs, on observe que plus il y a de sédiments initialement présents sur les bancs, plus les différences de sensibilité entre variables s'accroissent. La sensibilité du modèle aux variables d'érosion ( $\tau_{ce}$  et  $M$ ) augmente avec la quantité de dépôts initiaux, alors que la sensibilité du modèle aux variables de dépôts ( $w_s$  et  $\tau_{cd}$ ) diminue. Entre l'état initial 0 (pas de sédiments) et l'état initial M2 ( $791 \text{ m}^3$  de sédiments), la sensibilité à la vitesse de chute est divisée par 3 et celle à la contrainte critique d'érosion est multipliée par 2.

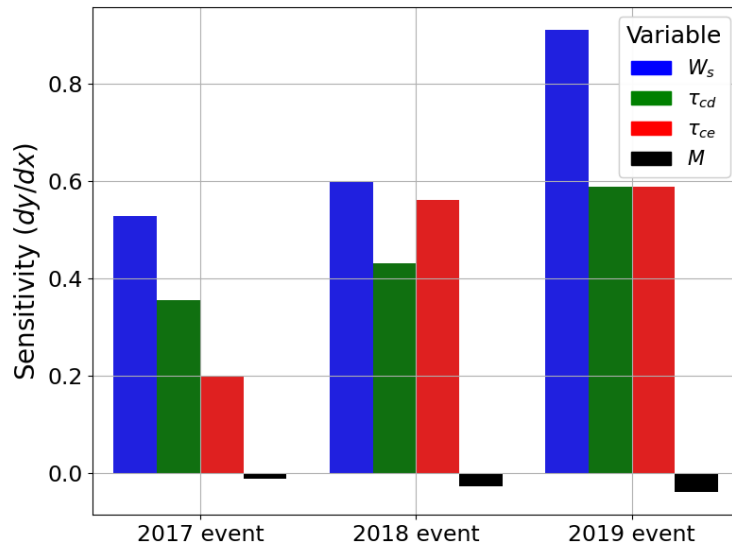


Figure III.13 : Comparaison de la sensibilité des volumes de dépôts modélisés aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs (pentes extraites à partir des graphiques de sensibilité) pour les 3 trois événements sélectionnés avec l'état initial 0.

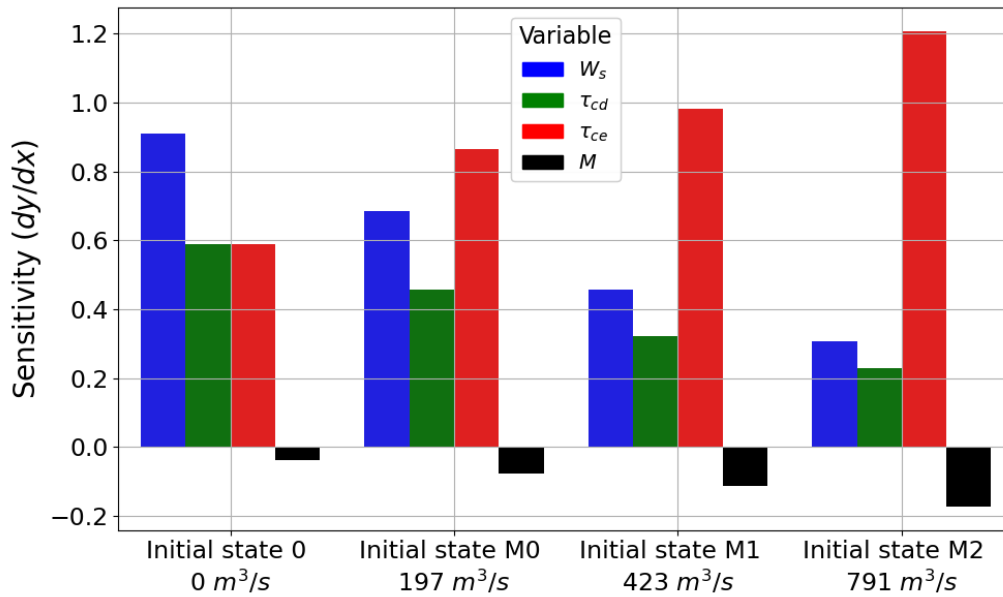


Figure III.14 : Comparaison de la sensibilité des volumes de dépôts modélisés aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs pour les états initiaux 0, M0, M1 et M2. Influence de la quantité de dépôts à l'état initial. Ces états initiaux correspondent à des quantités différentes de sédiments présentés dans le Tableau III.3, allant d'un état initial sans sédiments (état 0) à un état initial avec 791  $m^3$  de sédiments en zone marginale (état M2).

### III.3.3.2.2 Influence de la position des dépôts à l'état initial

Nous nous intéressons à présent à l'influence de la position des dépôts à l'état initial sur la sensibilité des volumes de dépôt modélisés aux variations des différentes caractéristiques des sédiments cohésifs. La même hiérarchie de sensibilité aux variables est observée pour les deux états initiaux avec des zones de présence de sédiments différentes (Figure III.15). La position des dépôts n'a donc pas une grande influence sur l'interprétation de l'analyse de sensibilité du modèle. Les deux conclusions importantes de cette analyse sont les suivantes :

- Pour ces deux états initiaux, la variable la plus sensible est la contrainte critique d'érosion (sensibilité au moins deux fois supérieure à celle de la deuxième variable la plus sensible,  $w_s$ ).
- Les quatre variables sont moins sensibles avec l'état initial S qu'avec l'état initial M1. En effet, dans l'état initial S, les sédiments sont plus hauts sur les bancs par rapport à M1. Ainsi, ils sont mobilisés seulement lorsque les débits sont suffisamment forts. Autrement dit, sur l'intégralité de la crue, le pourcentage de temps où les sédiments de l'état initial M1 sont en eau (donc potentiellement sollicités) est plus grand que celui où les sédiments de l'état initial S sont inondés.

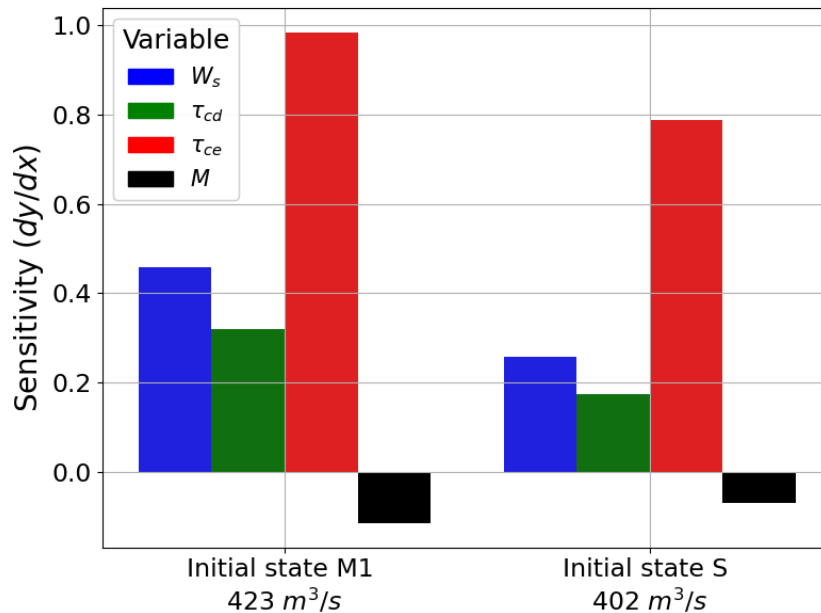


Figure III.15 : Comparaison de la sensibilité des volumes de dépôts modélisés aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs pour les états initiaux M1 et S. Ces deux états initiaux correspondent à des positions différentes des sédiments présentés dans la Figure III.12, marginaux pour l'état initial M1 ( $423 m^3$ ) et surfaciques pour l'état initial S ( $402 m^3$ ).

### III.3.3.3 Conclusions

Cette partie a permis de prolonger l'analyse de sensibilité réalisée à la section III.3.2 où l'état initial était sans sédiments. Les résultats principaux sont les suivants :

- Les conditions aux limites testées ne changent pas fondamentalement la hiérarchie de la sensibilité du modèle numérique aux différentes variables.
- Il y a également peu d'influence de la position initiale des sédiments. Le modèle est néanmoins légèrement plus sensible aux variables sédimentaires lorsque des sédiments proches de l'écoulement sont présents.
- En revanche la quantité de sédiments présents à l'état initial contrôle fortement la hiérarchie des variables. Une quantité plus importante de sédiments initiaux entraîne une sensibilité accrue aux variables d'érosion et une diminution de la sensibilité aux variables de dépôt.

## III.4 CONCLUSIONS SUR LA SENSIBILITE DES VOLUMES DE DEPOTS MODELISES AUX VARIATIONS DES CARACTERISTIQUES DES SEDIMENTS COHESIFS

Ce chapitre a permis d'investiguer la capacité d'un modèle numérique hydro-sédimentaire TELEMAC2D-GAIA/SISYPHE à reproduire les zones de dépôts de sédiments cohésifs lors d'épisodes de crues (chasse ou naturelle) ainsi que d'analyser la sensibilité des résultats de la modélisation numérique (i.e. les volumes de dépôts) aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs, à savoir la vitesse de chute  $w_s$ , la contrainte critique d'érosion  $\tau_{ce}$  et de dépôt  $\tau_{cd}$  ainsi que la constante de Partheniades  $M$ . Le modèle reproduit correctement les zones de dépôts de sédiments cohésifs observées in situ, au vu des incertitudes à la fois sur le paramétrage choisi pour les sédiments cohésifs, sur la bathymétrie et sur les zones de dépôts extraites par les photographies aériennes. L'analyse de sensibilité montre qu'à l'échelle globale la sensibilité des résultats à  $w_s$ ,  $\tau_{ce}$  ainsi que  $\tau_{cd}$  est forte et la variable  $M$  influence moins les résultats pour les conditions testées. Néanmoins, selon l'état initial et les conditions à la limite amont, l'ordre d'importance des variables dans la sensibilité du modèle varie. En particulier, plus l'événement testé présente des débits élevés, plus la sensibilité du modèle est forte aux trois variables  $w_s$ ,  $\tau_{ce}$  et  $\tau_{cd}$ . Plus l'état initial est abondant en sédiments, plus la sensibilité aux variables d'érosion  $\tau_{ce}$  et  $M$  est forte et moins la sensibilité aux variables de dépôts  $w_s$  et  $\tau_{cd}$  est importante. Localement, les dépôts proches de l'écoulement (dépôts marginaux) sont plus souvent immergés et les résultats numériques sont alors plus sensibles aux variables décrivant ces zones par rapport aux dépôts perchés sur les bancs (dépôts surfaciques). La sensibilité du modèle aux propriétés des sédiments varie donc selon la zone de dépôt considérée. Au niveau des zones surfaciques où les contraintes hydrauliques sont faibles, la variable qui contrôle le dépôt est  $\tau_{cd}$ . Sur les zones marginales, toutes les variables jouent un rôle important selon le moment de la crue.

### III.4 Conclusions sur la sensibilité des volumes de dépôts modélisés aux variations des caractéristiques des sédiments cohésifs

En conclusion, l'analyse de sensibilité dans ce chapitre a été faite sur plusieurs ordres de grandeur pour chacune des variables, et les valeurs ont été choisies pour couvrir toutes les gammes car peu de mesures sont disponibles. Le modèle numérique hydro-sédimentaire de l'Isère en Combe de Savoie est très sensible à la fois aux variables d'érosion ( $\tau_{ce}$  et  $M$  dans une moindre mesure) et de dépôt ( $\tau_{cd}$  et  $w_s$ ) des sédiments cohésifs. Il est donc nécessaire de réaliser des mesures in situ pour préciser les gammes de variations des caractéristiques des sédiments cohésifs et estimer leur variabilité spatio-temporelle. Pour les vitesses de chute, nous avons présenté dans la section 1.2.4.2.1 les outils qui permettent leur mesure, en particulier le SCAF qui a déjà été testé avec succès en contexte de rivières à graviers (Legout et al., 2018). La contrainte critique de dépôt est une variable très sensible mais difficile à mesurer et son existence est débattu par la littérature (section 1.2.4.2.2). Par ailleurs, pour un état initial abondant en sédiments, comme cela est souvent le cas dans ces rivières, la sensibilité aux propriétés d'érosion s'est avérée importante. La suite du manuscrit se focalise alors sur la mesure de l'érodibilité (variables  $\tau_{ce}$  et  $M$ ), indispensable pour déduire la réelle variabilité spatio-temporelle de ces variables sur le terrain et pour en déduire les gammes de variations pour chaque variable. C'est l'objectif principal du chapitre IV.

# Chapitre IV Variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des sédiments cohésifs sur les deux sites d'étude

---

## IV.1 INTRODUCTION

Ce chapitre analyse la variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des sédiments cohésifs sur les deux sites d'étude. Les questions spécifiques abordées dans un premier temps sur la variabilité spatiale sont les suivantes :

- Dans quelle mesure les propriétés d'érosion des dépôts de sédiments cohésifs sont-elles variables dans l'espace ?
- Quels sont les principaux facteurs de contrôle de l'érodibilité dans les rivières à graviers ?
- Y a-t-il une structuration spatiale de l'érodibilité sur l'Isère et sur le Galabre ?

Dans une seconde partie, des questions sur la variabilité temporelle de l'érodibilité sont abordées :

- Existe-t-il une variabilité temporelle de l'érodibilité des dépôts de sédiments cohésifs ?
- La variabilité temporelle est-elle plus importante que la variabilité spatiale ?
- Quels facteurs peuvent expliquer la variabilité temporelle ?

Concernant la variabilité spatiale, les campagnes de mesures d'août 2019 sur le Galabre et de juillet 2020 sur l'Isère ont été analysées car ce sont les campagnes les plus riches spatialement en mesures pour chacun des deux sites. Pour la variabilité temporelle, les différences en termes d'érodibilité entre les différentes campagnes sur chaque site d'étude ont été étudiées.



## IV.2 VARIABILITE SPATIALE DE L'ERODIBILITE

Cette section est présentée sous la forme de l'article publié suivant :

**Haddad H., Jodeau M., Legout C., Antoine G. and Droppo I.G. (2022). *Spatial variability of the erodibility of fine sediments deposited in two alpine gravel-bed rivers: The Isère and Galabre. CATENA 212, 106084. [doi.org/10.1016/j.catena.2022.106084](https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106084)***

### IV.2.1 ABSTRACT

In mountainous environments, high suspended sediment load during runoff or dam flushing events can lead to important amounts of fine deposits in gravel bed rivers. Fine sediment deposits may contribute to bar elevation, riparian vegetation growth and consequently to bar stabilization. Despite their contribution to the morphodynamic of mountain rivers, the erosion properties of fine sediments in this context is not fully understood.

In order to investigate the dynamics of re-suspension of these deposits, field monitoring campaigns were performed to explore both the spatial variability and the controlling factors of the erodibility of fine deposits. A cohesive strength-meter (CSM), along with moisture, grain sizes, geographical position and elevation were used to evaluate both the critical bed shear stress for erosion and erosion rate of fine sediment deposits in two rivers of the French Alps: the Isère and Galabre.

The results highlight a large variety of fine sediment deposition areas, which are discontinuous compared to those in estuaries and lowland rivers. A high spatial variability of erodibility was observed on the reach, the bar and the metric scale. While no upstream-downstream trend was observed at the scale of both studied reaches, the locations of the deposits, elevation from the river surface and their moisture were inter-related variables and with the highest correlations to erodibility. Measurements showed that both dry and humid deposits located at the highest and lowest elevation from the river surface respectively, were more easily eroded than intermediate deposits with medium moisture.

**Keywords:** Gravel bed rivers, monitoring, fine sediments, erodibility, CSM, sediment properties

### IV.2.2 INTRODUCTION

While suspended sediments (SS) are an essential aspect of river dynamics, their delivery from hillslopes to rivers have important environmental issues. They can contribute to the siltation of reservoirs (Kondolf et al., 2014; Syvitski, 2005), degradation of aquatic habitats, alteration of fish respiratory organs and export of nutrients or contaminants downstream (Owens et al., 2005; Tritthart et al., 2019). Moreover, high turbidity levels result in significant additional costs for drinking water treatment. Although fine suspended particles have very low settling velocities (particularly under turbulent environments), they encounter various stages of deposition and re-entrainment during their transport from source zones to river outlets (Fryirs, 2013; Wilkes et al., 2018).

In mountainous rivers, SS load can be very high due to steep slopes of the headwater streams, the proximity to highly connected sediment source areas as well as the occurrence of heavy rainfall events and intense snowmelt episodes (Zabaleta et al., 2007). Additionally, mountainous rivers have a higher potential to capture and store fine sediments than lowland rivers due to their specific morphology, riverbed large particle size distributions (large void volume) and highly intermittent sediment fluxes (Navratil et al., 2010). Misset et al. (2021) showed that the amounts of fine sediments that are stored in alpine gravel bed rivers can be of equivalent to the mean annual SS yield. In general, two types of in-channel deposits can be distinguished, those stored in the gravel bed matrix and those located at the surface of bars. When the gravel bed itself is mobilized, the fine sediment stored in the voids are entrained as well (Misset et al., 2019a; Park and Hunt, 2017). This implies long storage periods of fine particles in the gravel bed matrix due to the high intermittency of bedload pulses caused, in turn, by the necessity to reach critical flows for bedload activation (Aigner et al., 2017; Rainato et al., 2020). On the other hand, the superficial deposits can be stored and re-entrained without the mobilization of the bed itself, due to the cycles of submergence and dewatering of the bars occurring with each flood event. The frequency of deposition and release of these surface sediments may therefore be greater than for deposits stored in the bed matrix. Although the specific dynamics of superficial deposits has important implications, particularly in relation to mitigating the consequences of dam flushing (Antoine et al., 2020) and to correctly assess SS fluxes downstream of dams, it remains poorly studied and understood mainly due to the large diversity of these surface deposits. In this sense, Wood et Armitage (1999) proposed four categories of fine sediment deposits in function of their locations: marginal deposits, secondary channel deposits, fine superficial laminae deposits, and obstruction and vegetation deposits. Due to their variety of locations, the deposition and erosion of these fine sediment zones is driven by a larger range of discharges than infiltrated deposits and over a larger period of the year.

Both the hydrodynamic aspect, i.e. properties of the flooding events (such as duration of the event, maximum discharge and SS concentration) and the variability of the physical nature of fine particles play essential roles in SS deposition and erosion dynamics. Therefore, physically-based distributed numerical models are tools that can help in understanding and predicting these dynamics. In such models the erosion of fine cohesive sediments is usually represented by the Partheniades erosion law which involves two essential variables describing the erodibility of fine sediment deposited in the riverbed: the critical erosion shear stress and the erosion rate of the sediment (Partheniades, 1965). Both variables are controlled by multiple factors. Particle sizes have been historically considered as controlling factors of the erosion for coarse particles ( $d > 60 \mu\text{m}$ ) with the well-known Shields curve (Guo, 2020). Due to cohesion, such a relationship does not exist for fine sediments. More recent studies on fine sediments found significant correlations between erodibility and granulometry derived parameters (Aberle et al., 2006; Grabowski et al., 2011). Other studies found relations with the shear strength of the sediment (Liu et al., 2018; Watts et al., 2003) and others insisted on antecedent moisture of the soil (Singh et Thompson, 2016). Several studies also reported a high spatial variability of fine deposited sediment erodibility, but most of them dealt with estuaries and lowland rivers (Bale et al., 2006; Grabowski et al., 2012; Harris et al., 2016; Joensuu et al., 2018; Liu et al., 2018; Tolhurst et al., 2006; Watts et al., 2003; Widdows et al., 2007). Due to the strong influence of mountain riverbed morphology on the hydro sedimentary regime, it seems essential to investigate also the spatial variability of fine deposit erodibility. Legout et al. (2018) presented a first attempt to assess this variability using a UMCES-Gust Erosion Microcosm System (U-GEMS) (Dickhudt et al., 2011). Their results showed a high degree of spatial variability, however, the limitations of the U-GEMS [i.e., unable to create high enough erosion shear, and the length of time for assessing erodibility (logistics

## IV.2 Variabilité spatiale de l'érodibilité

did not allow for cores to be analyzed on site)], were believed to have clouded the extent to which this variability is propagated. They concluded that the 23 cores of their study were not sufficient to capture all the spatial variability, thus highlighting the need to perform the maximum number of measurements on-site within or close to the riverbed. The Cohesive Strength-Meter (CSM; MK4, Partrak) (Tolhurst et al., 1999) was employed in this study as it allowed for the rapid measurement of the two variables of interest (critical erosion shear stress and the erosion rate) and perform a large number of measurement in a short duration of time (Tolhurst et al., 2009).

Extensive field monitoring at two mountain rivers was performed to improve our understanding of fine sediment erodibility with the aim to; (i) assess the small-scale (deposit zone) and large scale (bar or reach) spatial variability of the erodibility of fine deposited sediments and (ii) investigate what are the main controlling factors of erodibility in gravel bed rivers. Two main categories of factors were assessed as possible controls of erodibility of fine deposits: (i) those related to the morphology of the river and (ii) the inherent characteristics of watersheds. Study sites were chosen to be complementary in order to achieve results that are not site specific.

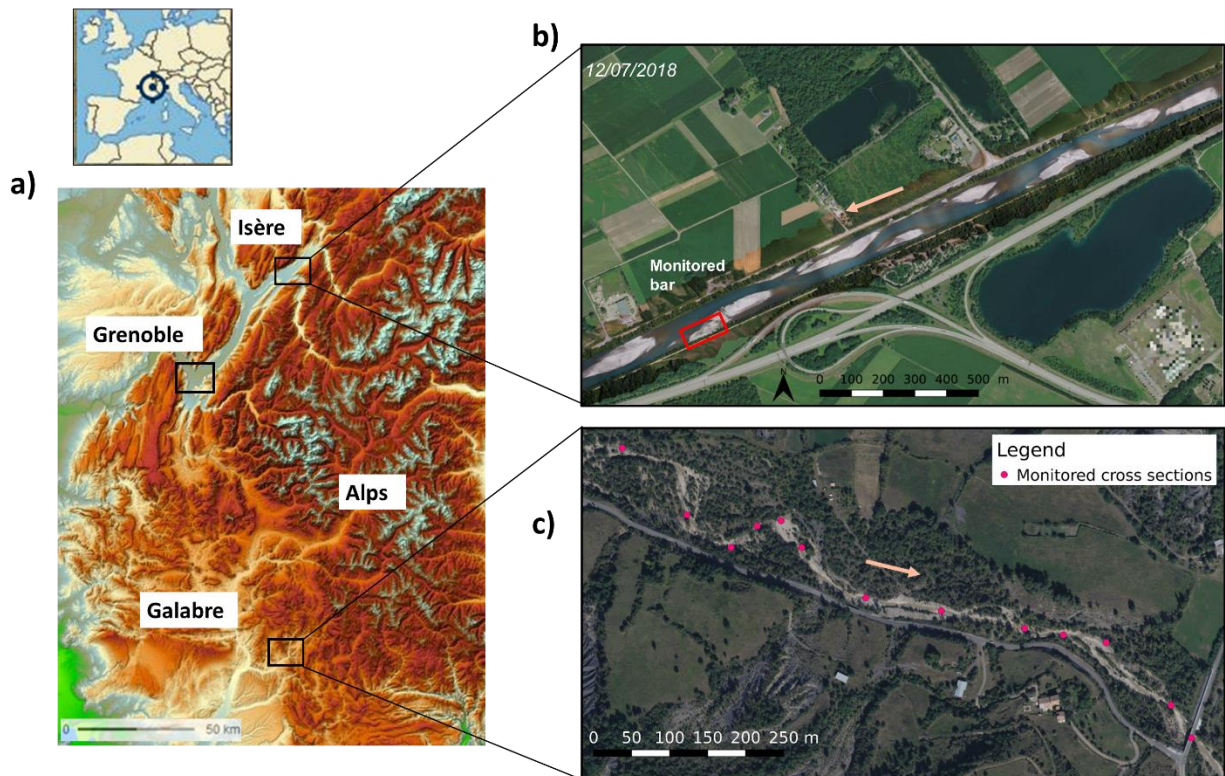


Figure IV.1 : a) Map of the south east of France with the location of both study sites, (b) zoom on the Isère study site and location of the monitored bar, (c) zoom on the Galabre reach and monitored cross sections.

## IV.2.3 STUDY SITES AND METHODS

### IV.2.3.1 Study sites and monitoring areas

The morphological features of the river including its width, slope, the position and elevation of gravel bars, and the gravel grain sizes of the bed, may impact the locations and conditions of deposits of fine particles. The inherent characteristics of the upstream watershed including its size, hydro-sedimentary regime, the location, connectivity and pedo-geology of the erosion zones are supposed to impact the nature and grain sizes of the fine particle as well as their deposit dynamics. The two studied sites, the Isère and Galabre, have been selected as representative of Alpine gravel bed rivers while exhibiting complementary and contrasted morphologic and watershed characteristics.

The Isère River is located in the northern French Alps (Figure IV.1 a,b) and drains a watershed of  $2576 \text{ km}^2$  in the Combe de Savoie reach upstream of the Isère-Arc confluence (Jourdain, 2017). It is part of the ZABR observatory ("Zone Atelier du Bassin du Rhône" [Rhône basin Long Term Environmental Research Observatory]) and has been monitored since 2006 (Thollet et al., 2021). It is embanked, rectilinear and about  $100 \text{ m}$  wide, with a bed slope of around  $0.1 \%$ . It is composed of comparable alternate gravel bars developed in response to channelization and dam construction (Serlet et al., 2018). Grain size measurements performed in 2014 and 2018 on multiple bars in the Combe de Savoie  $40 \text{ km}$  long reach upstream of the Isère-Arc confluence showed no spatial and temporal differences. Median diameter, 16<sup>th</sup> and 84<sup>th</sup> percentiles of gravels composing the bars are respectively  $28 \text{ mm}$ ,  $11 \text{ mm}$  and  $52 \text{ mm}$ . The gravel bars are partially covered by vegetation and wood debris contributing to the stabilization of the gravel bars (Jourdain et al., 2019). A significant amount of fine sediments is transported in the river during natural runoff events and the flushing of the Aigueblanche dam, located  $40 \text{ km}$  upstream of the study site. The annual average SS flux is  $1500 \cdot 10^3 \text{ Mg} \cdot \text{yr}^{-1}$  in Montmélian corresponding to a specific average SS yield of  $310 \text{ Mg} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$  (Thollet et al., 2021). Mean winter discharges are  $150 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  and can reach over  $250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  during flushing events, in spring (Antoine et al., 2020). The average suspended sediment concentration (SSC) is less than  $1 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$  most of the time but can reach more than  $10 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$  during runoff or flushing events. The large size of the catchment with erosion zones located far from the studied site lead to well mixed SS, i.e. to a homogeneous nature of particles transported (Némery et al., 2013) and deposited over the bars. Legout et al. (2018) showed that the fine sediment deposits are mostly non-organic and sandy with a non-negligible amount of cohesive sediments (reported median grain sizes around  $70 \mu\text{m}$ , standard deviation of  $30 \mu\text{m}$  and a fine fraction exceeding 40%). In this present work, it is assumed that the studied  $400 \text{ m}$  long single bar located  $1 \text{ km}$  upstream the Isère-Arc confluence (Figure IV.1 b) is representative of the bars on the Isère River in Combe de Savoie in terms of morphology and material size.

The Galabre River is located in the southern French Alps (Figure IV.1 a,c) and drains a watershed of  $20 \text{ km}^2$ . It is monitored since 2007 (Legout et al., 2021) and the catchment is part of the Draix-Bléone research observatory belonging to the French network of critical zone observatories (OZCAR) (Gaillardet et al., 2018). This river is not regulated by dams. Its width varies between  $5 \text{ m}$  to  $30 \text{ m}$  and the mean slope is  $2 \%$  on the studied reach. Throughout the year, the water discharge in the river is under  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  most of the time but can go up to  $25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  during major events in the winter. High amounts of fine sediments are also transported, particularly in summer with SSC up to more than  $100 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$  resulting to a mean

## IV.2 Variabilité spatiale de l'érodibilité

annual specific SS yield of  $670 \text{ Mg} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$  (Esteves et al., 2019). While the median effective diameters of SS are small ( $10 \mu\text{m}$ ), they are aggregated at various levels and exhibit either a stability or variability at the event scale (Grangeon et al., 2012). The fine particles fluxes and deposits originate from badlands developed in two lithologies, marls and molasses, which are both or individually activated during rainfall runoff events depending on the spatiotemporal variability of rainfall (Uber et al., 2021). The deposits are thus more heterogeneous in terms of nature compared to those in the Isère. The hydro-sedimentary regime is also more intermittent in the Galabre than the Isère: half of the sediment flux being transported during 2.4 % of the time in the Isère near Grenoble whereas it is transported during only 0.13 % of the time in the Galabre. The Galabre River contains multiple (dis)-connected channels, creating a greater spatial diversity of deposit compared to the Isère river. The bed material includes gravel (field measurements led to median diameter and 16<sup>th</sup> and 84<sup>th</sup> percentiles respectively of 35 mm, 4.3 mm and 93 mm) as well as sandy and cohesive fine sediment deposits. Measurements were done on a 1 km-long reach (Figure IV.1 c) located 2 km upstream of the Galabre-Bès confluence.

Four types of surface fine sediment deposits, specific of deposits in mountainous gravel bed rivers are found on both study sites: superficial deposits on gravel bars, secondary channel deposits, marginal deposits and bar tail deposits (Figure IV.2). The superficial deposits, positioned higher in elevation, are in contact with water less frequently than the other deposits: the discharge has to be high enough in order to cover them. The deposits in secondary channels, even though they are lower in elevation, are in contact with water only during some events, when secondary channels are connected. Marginal and bar tail deposits are much closer to the water level and are frequently underwater.

### *IV.2.3.1 Field sampling and measurements*

Two extensive field campaigns were conducted in August 2019 and in July 2020, respectively on the Galabre River and Isère River, in order to assess fine sediment deposit surface, thickness, volumetric moisture and erodibility. During each campaign, 10 to 78 measurement points were defined in the main areas of surface fine sediment deposits. Where possible, these measurement points were placed on a transect perpendicular to the direction of flow. For each measurement point the four pre-cited measurements were performed in a  $0.5 \text{ m}^2$  area. Samples from the top few millimeters were collected and stored in a cold chamber for complementary grain size measurements in the laboratory.

#### IV.2.3.1.1 Monitoring strategy on each study site

##### *a) Large scale monitoring*

For the Galabre site, the measurements were done on 13 cross sections (transects) perpendicular to the water flow on the 1 km reach (Figure IV.1 c). On each transect, deposit facies were visually delimited by the color, the position (superficial, marginal, under-water) and the physical state of the deposit (smooth, cracked). One measurement point on each facies was selected to represent the deposit.

For the Isère site, measurements were operated where fine deposits were available and for the different types of deposits (i.e. marginal, superficial, behind vegetation or wood debris) on the downstream part (100 m) of the monitored bar (Figure IV.1 b), not necessarily organized by transects as for the Galabre. It was not possible to visually identify different types of deposits since all the fine sediments had the same



color on this site. Therefore, the deposits were only characterized by their location, elevation and moisture content.

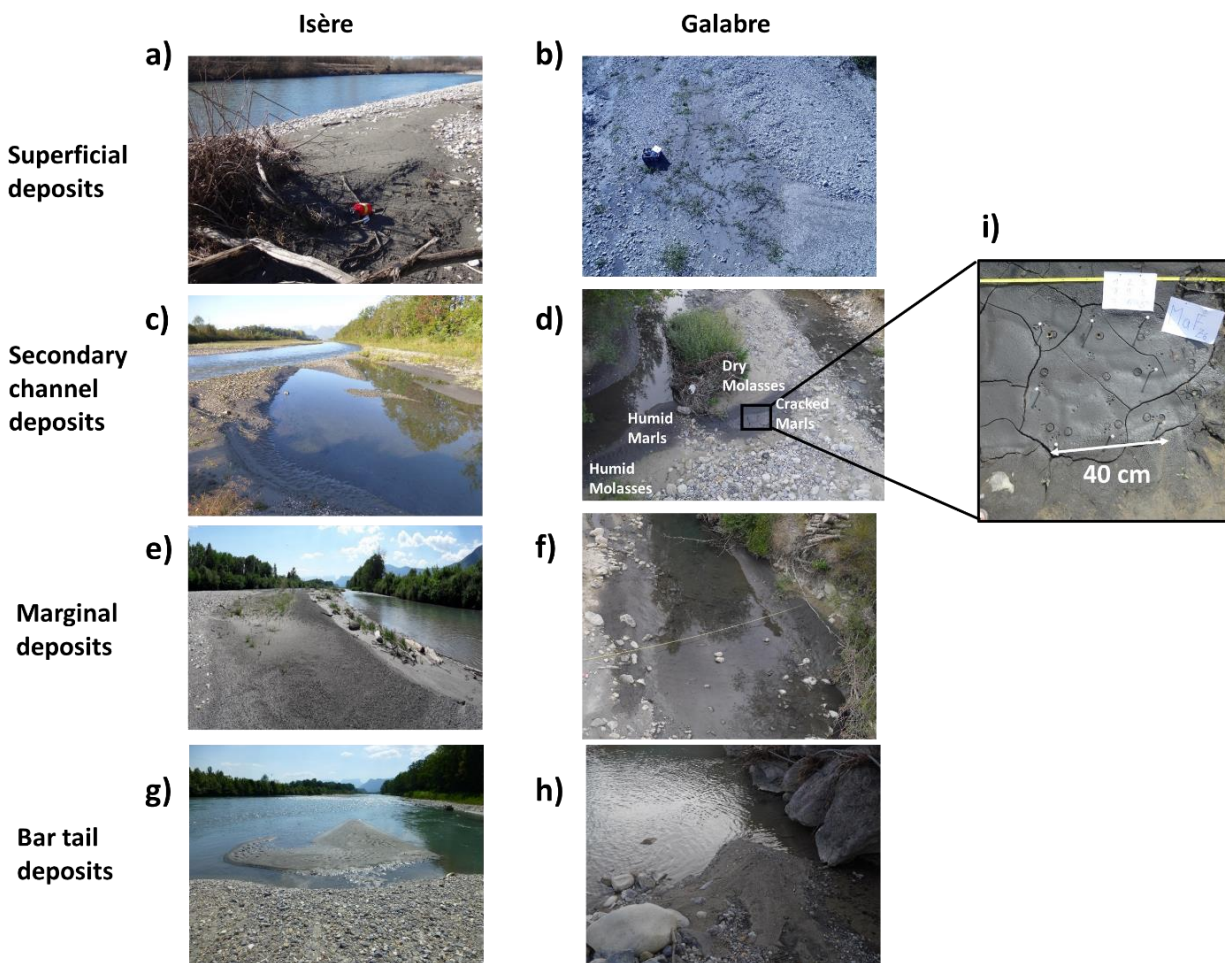


Figure IV.2 : Examples of fine sediment deposits in superficial areas on the Isère (a) and Galabre (b); in secondary channels in the Isère (c) and Galabre (d); in marginal areas to the flow in the Isère (e) and Galabre (f) and on bar tail areas in the Isère (g) and Galabre (h). (i) Zoom on a measurement area (the Z6 zone) in the Galabre.

### **b) Small scale monitoring**

An area on the Galabre River (Z6 zone – Figure IV.2 d), located 620 m from downstream, was used to assess the local small-scale variability of sediment properties on the Galabre site. This area comprised the four different facies of deposited sediments that were visually identified along the 1km-long studied reach of the Galabre river (Figure IV.2 d): cracked black deposits coming from badlands in black marl geological zones upstream in the catchment (cracked marl), humid black deposits also issued from marly badlands (humid marl), dry yellowish deposits mainly coming from badlands in molasse geological areas and humid yellowish deposits also issued from molassic badlands (dry and humid molasses). Legout et al (2013) provides details on these different sources of sediments in the Galabre catchment. Erodibility and moisture measurements were done on each facies over a small area of 40cm x 40cm (Figure IV.2 i).

On the Isère site, it was not possible to apply the same measurement strategy as the one implemented on the Galabre river to assess the small-scale variability due to: 1) the inability to visually identify different

## IV.2 Variabilité spatiale de l'érodibilité

facies on the Isère (i.e. no color difference as on the Galabre), and 2) the reduced number of measurements possible due to i) the limited spatial extent and thickness of the depositional zones in the Isère and ii) the sandy nature of some deposits which did not allow measurements to be made with the CSM (e.g. infiltration problems during measurements). Each erodibility measurement was however replicated 2 to 3 times on the same point, depending on the spatial extension and thickness of the deposits, in order to have an idea of the metric scale variability. Moisture measurements were repeated 10 times in order to have a representative mean value and standard deviation for the deposit area. The measurements were slightly separated (<20 cm) from each other to limit the measurement's impact on the deposit. The locations of deposit zones were characterized by their distance from downstream of the bar.

### IV.2.3.1.2 In situ erodibility measurements

Erosion thresholds were identically quantified using the CSM for all sample points on both rivers. The erodibility measurement protocol was the same for all the points and both sites and is the following. The CSM chamber was inserted approximately 1 cm into the sediment deposit and filled with clear water. The CSM test is fully automated, it is based on a vertical water jet impacting the sediment bed and the increasing pressure induces sediment erosion. This erosion creates turbidity in the CSM chamber which is monitored through infrared light transmission. Starting with a jet pressure of 3.45 kPa and a jet duration of 0.3 sec., every 6 sec. an incremental increase in pressure of 3.45 kPa was applied until 34.45 kPa was achieved. At this point, the pressure increment increased to 6.89 kPa until reaching the max pressure of 413 kPa.

### IV.2.3.1.3 Other in situ measurements

The thickness, dimensions (length and width) and the volumetric moisture (%) of the fine sediment deposits were measured using a ruler, a decimeter and a Delta-T SM150 probe, respectively. This latter integrates moisture over the top 5 cm. These measurements were repeated three to five times at each monitored point and the mean values were used in the following analysis.

### IV.2.3.1.4 Laboratory grain size measurements

Particle size distributions (PSD) were measured with a laser diffraction sizer (Malvern, Mastersizer 2000) following the method of Grangeon et al. (2014) and Wendling et al. (2016). For each sample, three indicators are extracted for the effective (E) and absolute (A) PSD: median particle sizes in  $\mu\text{m}$  ( $Ed_{50}$  and  $Ad_{50}$ ), fine percentages (Efine% and Afine% defined as the fraction of particles below 63  $\mu\text{m}$ ) and particle ranges in  $\mu\text{m}$  (EPR and APR) defined by equation ( IV-1 ). A median disaggregation index (DA in %) was also defined by equation ( IV-2 ).

$$PR = d_{84} - d_{16} \quad (IV-1)$$

$$DA = 100 \frac{Ed_{50} - Ad_{50}}{Ad_{50}} \quad (IV-2)$$



### *IV.2.3.2 Data processing: extraction of critical jet pressure and suspension index from CSM measurements*

For each CSM measurement, an erosion profile (Figure IV.3) was obtained by plotting the mean optical transmission (%) measured by the CSM at each pressure increment versus jet pressure (kPa). A decrease in the transmission corresponded to erosion of the sediment. The erosion profile was thus divided in three parts as described by Tolhurst et al. (1999): an initial horizontal profile with near 100 % transmission, a second part with a drop in transmission and a final horizontal profile where transmission is very low. The three parts of the CSM erosion profile were obtained by fitting the signal with three continuous linear regressions with least squares (Jekel et Venter, 2019). The breakpoint that separates the first and the second lines corresponded to the transition between the first and the second part of the signal. It defined the critical jet pressure, expressed in kPa. The suspension index ( $s_i$  %/kPa) defined by Tolhurst et al. (1999) corresponded to the slope of the second part of the CSM signal.

## *IV.2.4 RESULTS AND DISCUSSION*

### *IV.2.4.1 Runoff events prior to monitoring campaigns*

Four summer rainfall runoff events took place on the Galabre River prior to the August 2019 monitoring campaign (Figure IV.4 a). Although these events were not associated with high discharge peaks, the SSC reached high values leading to important SS fluxes. The July 1, 15 and 27 events transported principally molasse sediments at high concentrations (up to 200 g/L for the first one) and exhibited medium to relatively high discharges (from 1 to 4.5 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>). The event that occurred August 23 (three days before the monitoring campaign) exhibited lower discharges compared to the others (max discharge 0.1 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, twice the baseflow) but transported an important amount of marl particles (max SSC 26 g/L). The different characteristics of the above events [discharge, SSC and source sediment (yellow molasse vs. black marl)] and their chronology explain the spatial distribution of the deposits. The marl particles correspond to the superficial deposits within the limits of the flooded area during the last flood (August 23), while the molasse particles are present both under the marl deposits close to the flow and at higher elevations on the banks flooded during the events that occurred in July (Figure IV.5).

For the Isère River, the discharges vary daily due to snow melting and dam management. It varied between 50 and 150 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> in June 2020 (Figure IV.4 b). The major flood preceding the monitoring campaign took place in the beginning of May (between the 1st and 5th of May) and exhibited discharges over 300 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> and SSC up to 3 g/L. Three other smaller events took place during May with discharges higher than 200 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> and SSC reaching 1 to 2 g/L. A last event with a maximum discharge of 150 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> and maximum concentration of 1.5 g/L occurred 2 days before the survey in July. During the survey in July, two types of deposits were present, i) newly deposited sediment within the flow path of the last event (July 2, 3) (in marginal areas) given it was deposited during a medium flow event and ii) older consolidated deposits from earlier events in May and July that settled out at higher elevations on the study bar because of deposition at high flows.

## IV.2 Variabilité spatiale de l'érodibilité

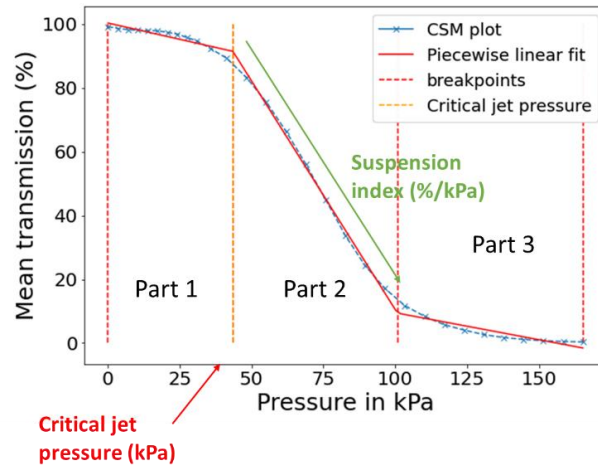


Figure IV.3 : Example of a CSM signal separated in 3 parts with piecewise linear fitting and definition of critical jet pressure and suspension index.

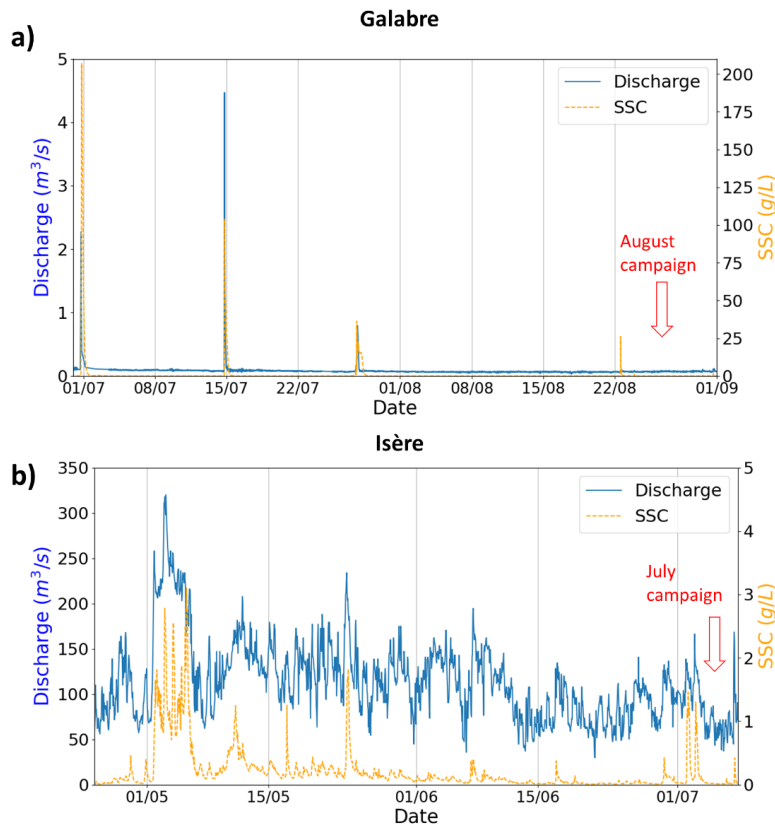


Figure IV.4 : Discharges and SSC during the two months preceding the monitoring campaigns on (a) the Galabre River and (b) the Isère River. The Galabre data is provided by the monitoring station located 1.5 km upstream of the study site at La Robine sur Galabre. Details on the measurements performed at this station are provided in Legout et al., 2021. The Isère discharge data is provided by the gaging station at Grignon located 15 km upstream of the studied bar and the SSC data by the gaging station at Grésy located 4 km upstream of the studied bar. Details about both stations are given in Bel et al. (2019).

### IV.2.4.2 Grain size measurements and sediment type

The particle size distributions showed that the sediments from the Isère River were coarser than sediments from the Galabre River (Figure IV.6 and Tableau IV.1). For the Galabre site, the black marl deposits were finer than the molasse deposits with effective particle size distribution almost entirely in the cohesive range (Figure IV.6 a) and both the effective and absolute median diameters under  $63 \mu m$  (Figure IV.6 b). Conversely the molasses exhibited a mean effective median diameter close to  $63 \mu m$ . However, their absolute diameters were smaller, in accordance with the important disaggregation index (mean  $DA = 58.4 \%$ ) (Figure IV.6 b). The effective particle size distributions of the Isère sediments were mostly sandy with a mean effective median diameter of  $140.1 \mu m$ . The Isère sediments also had the highest particle ranges with an EPR of  $213.8 \mu m$  and an APR of  $177.7 \mu m$  (Tableau IV.1) showing a large mixture of different particles within a deposit area. The more dispersed distribution and larger sediment sizes for the Isère River compared to the Galabre was mainly explained by the nature and the origin of the fine particles. While the Galabre is narrower and steeper, it does generate a higher transport (and deposition) of larger grain sizes than in the Isère River. However, the Galabre River is highly connected to highly erodible source zones (badlands in marls and molasses) producing important amounts of very fine particles (Grangeon et al., 2012) some of which deposit during the falling limb of runoff events.

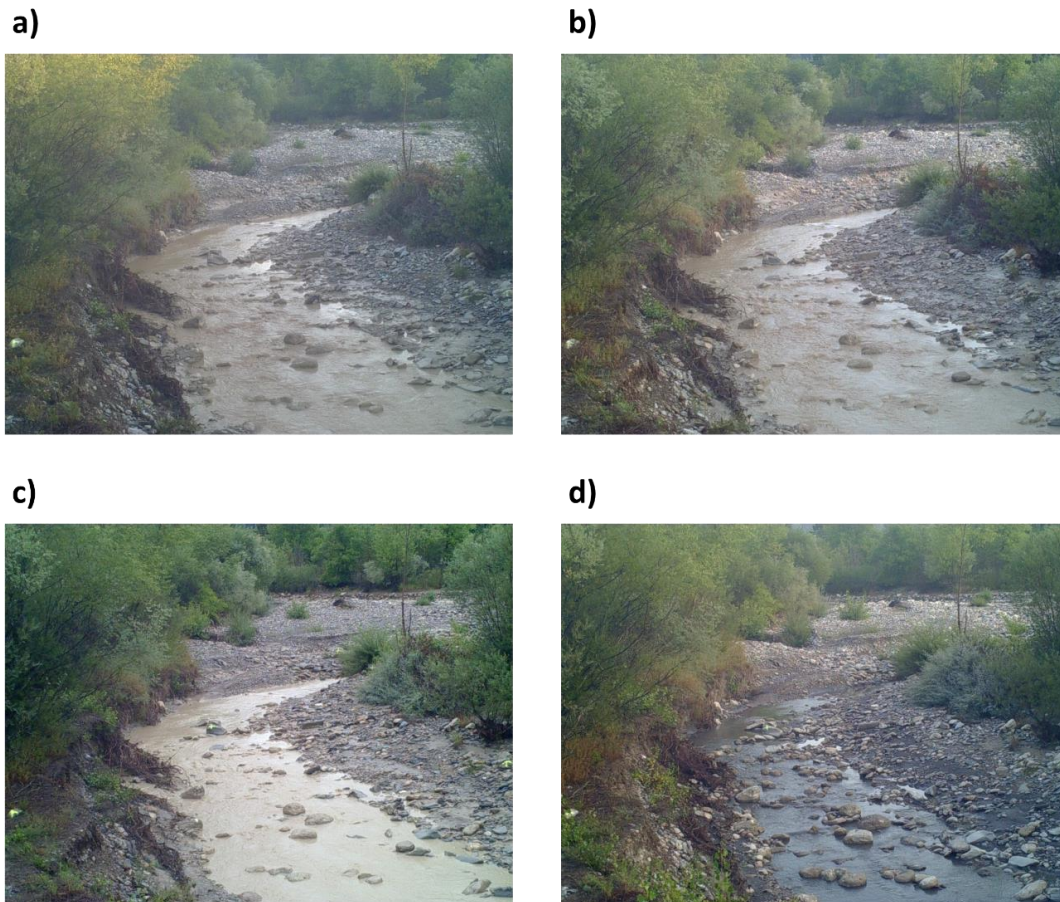


Figure IV.5 : Pictures during the falling limb of the events that took place in the Galabre during the summer: (a) 01/07/19 at 5h, (b) 15/07/19 5h30, (c) 28/07/19 5h and (d) 24/08/19 5h30.

## IV.2 Variabilité spatiale de l'érodibilité

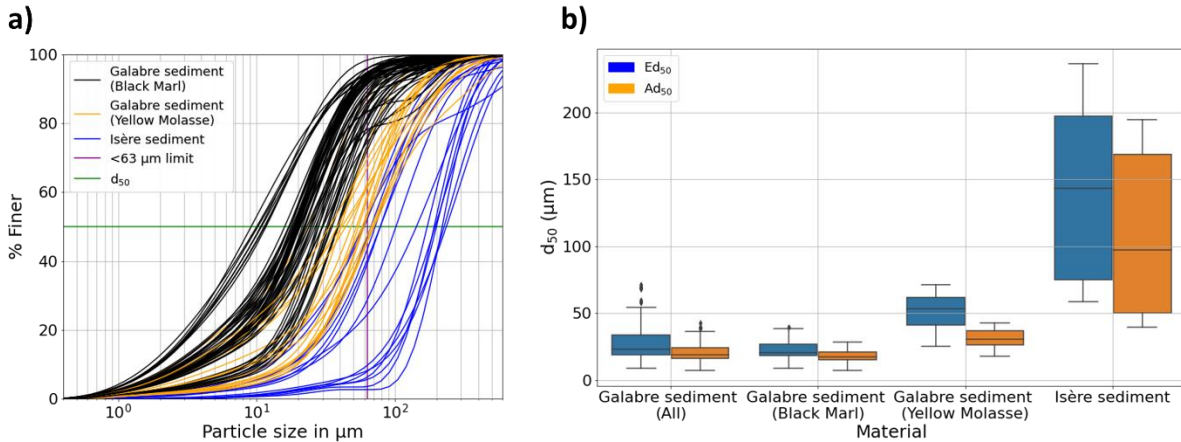


Figure IV.6 : (a) Effective particle size distribution for the three sediment types: marls (black lines), molasses (yellow lines) and Isère sediments (blue lines) and (b) effective and absolute d50 distributions for each deposit type.

Tableau IV.1 : Mean and standard deviation (in brackets) of grain size properties for each category of sediment: marls, molasses and Isère sediments. *N* is the number of samples, *Ed*<sub>50</sub> and *Ad*<sub>50</sub> the effective and absolute median diameters, *DA* the median disaggregation index, *E*<sub>fine</sub>% the percentage of particles with effective diameters below 63μm, *EPR* and *APR* the particle ranges based on effective and absolute diameters.

	<i>N</i>	<i>Ed</i> <sub>50</sub> (μm)	<i>Ad</i> <sub>50</sub> (μm)	<i>DA</i> (%)	<i>E</i> <sub>fine</sub> (%)	<i>EPR</i> (μm)	<i>APR</i> (μm)
<b>Black Marls</b>	82	21 (8.5)	16.6 (5.6)	25.5 (13.6)	89 (7.2)	45.4 (21.7)	32.4 (8.4)
<b>Yellow molasses</b>	34	50.9 (15.4)	31.6 (7)	58.4 (17)	59.5 (11.9)	122.3 (36.2)	86.3 (32.3)
<b>Isère deposits</b>	15	140.1 (68.4)	108.8 (61)	35.5 (14.6)	24.7 (19.4)	213.8 (77.7)	177.7 (87.2)

Tableau IV.2 : Statistics on CSM measurements over the Galabre reach in August 2019 and Isère reach in July 2020.

	<i>N</i>	Mean	Std	Min	Max
<b>Galabre 08/19</b>					
<b>CSM critical jet pressure (kPa)</b>	122	19.28	22.09	0.1	147.43
<b>CSM suspension index (%/kPa)</b>	122	3.27	2.83	0.17	13.14
<b>Isère 07/20</b>					
<b>CSM critical jet pressure (kPa)</b>	35	43.57	45.83	1.61	249.94
<b>CSM suspension index (%/kPa)</b>	35	1.94	1.32	0.11	5.9

### IV.2.4.3 Spatial organization of deposited sediment erodibility

The erodibility measurements exhibited a large range of variability for both rivers (Tableau IV.2). At some points the fine sediment deposits were very fragile and erosion occurred during the first steps of eroding pressures of the CSM (low thresholds) with minimal values of 0.1 *kPa* for the Galabre and 1.61 *kPa* for the Isère. Other deposits were resistant with very high critical jet pressures, up to over 147 *kPa* for the Galabre and 249 *kPa* for the Isère. The critical jet pressure values are higher than the values reported by Grabowski et al. (2012) in lowland rivers (River Frome and Bere Stream) with median critical jet pressures ranging from 8 to 14 *kPa* depending on the monitoring date in their study sites. The maximum values reported by Grabowski et al. (2012) did not exceed jet pressures of 25 *kPa*.

Erosion rates described by the suspension index were also very variable for both sites with a larger range of values for the Galabre. Once erosion occurred, some deposits with high values of suspension index were eroded rapidly whereas others were eroded slowly. The mean suspension index was higher for the Galabre than for the Isère (Tableau IV.2). Thus, once the erosion process began, the fine sediment deposits were eroded more rapidly in the Galabre than in the Isère. The general finding of high spatial variability in the erodibility measurements corroborated the findings of other studies both in different and similar river contexts (Hanson et Simon, 2001; Legout et al., 2018) and underlined the need to assess some drivers of this heterogeneity.

#### IV.2.4.3.1 Reach and bar scale

The longitudinal variability of erosion measurements on both study sites is presented in Figure IV.7. For the Galabre, most of the critical jet pressure values on the different transects were roughly between 0 and 50 *kPa*. Some values were however higher, for example the maximum point at 70 *m* from downstream (147.43 *kPa*) and some measurements at 300 and 620 *m* from downstream with values higher than 70 *kPa* (Figure IV.7a). The same conclusions can be derived for the suspension index. All the measurements on the Galabre deposited sediments had the same range of values independently of the transect position. The same was observed for the Isère River measurements in July 2020 (Figure IV.7 b). Thus, there was no upstream/downstream differentiation of the erosion properties of deposited sediment in both rivers.

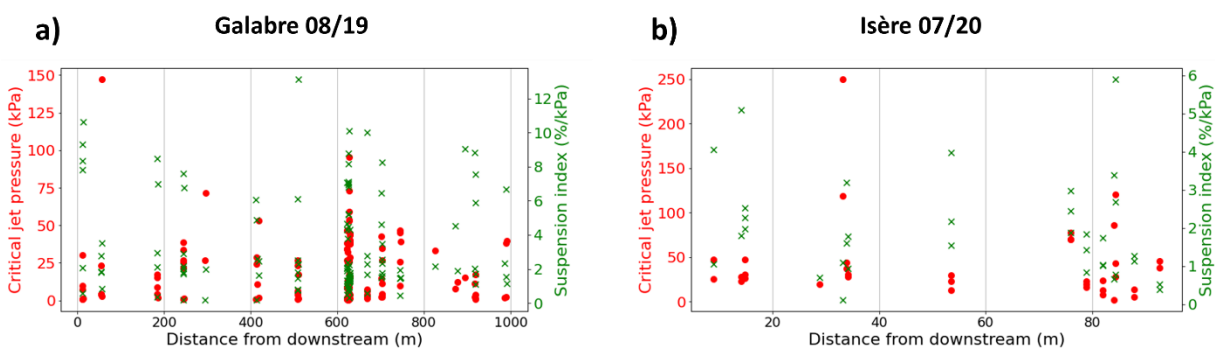


Figure IV.7 : Longitudinal variability of CSM critical jet pressure and suspension index for (a) the Galabre River in August 2019 and (b) the Isère River in July 2020.



### IV.2.4.3.2 Metric scale

Given the lack of observed trends at the river reach scale, we assessed the variability of erodibility at the metric scale. The 49 CSM measurements performed in the Z6 zone of the Galabre River (620 m from downstream) on the different facies of deposits (cracked marl, humid marl, humid molasses, dry molasses) were used to assess the small-scale local variability of sediment properties. Nine measurements were done on each area of 40 cm x 40 cm (0.16 m<sup>2</sup>) (Figure IV.2 i) except for the humid molasse deposits where 11 measurements were done on the facies.

Tableau IV.3 : Mean and standard deviation (in brackets) of sediment properties for the four different visually identified facies of deposits in the Z6 area on the Galabre River in August 2019.

Sediment facies	Critical jet pressure (kPa)	Suspension index (%/kPa)	Ed <sub>50</sub> (μm)	Moisture (%)
<b>Cracked marl</b>	43.3 (31)	1.1 (0.4)	10.2	46.2 (3.3)
<b>Humid marl</b>	22.2 (17.3)	2.1 (1.4)	17.8	48 (7.1)
<b>Humid molasse</b>	30.5 (16.1)	1.8 (0.9)	38.5	31.7 (5.8)
<b>Dry molasse</b>	2.5 (3.5)	6.1 (2.1)	68	9.5 (1.9)

The raw CSM signals displayed a large variability of the measurements between the four facies of deposits (Tableau IV.3 and Figure IV.8 a). Indeed, signals corresponding to the dry molasse exhibited a very high slope at the beginning of the CSM test and reached rapidly a transmission of 0 % between 30 and 60 kPa. In contrast, the signals corresponding to the cracked marl facies required higher pressures to begin the erosion process and the second part of the CSM test ended at high pressures, up to 200 kPa. This was confirmed by the calculations of the critical jet pressure and suspension index distributions for each facies (Figure IV.8 b). Non-parametric significance tests were conducted to examine the spatial differences in erodibility (Kruskal-Wallis tests with Bonferroni correction). The dry molasses corresponding distributions were significantly different from the other three facies. The dry molasse was the facies with the lowest critical jet pressure values and the highest suspension index values. It was also the driest facies with the largest grain size (Tableau IV.3). In contrast cracked marls were the most resistant with the highest mean critical pressure (43.3 kPa) and the lowest suspension index (1.1 %/kPa). It was the facies with the smallest effective median diameter (10.2 μm). It also exhibited the highest variability of the erodibility (standard deviation of 31 kPa). Even though the cracked marl facies were significantly different from the dry molasse, the distributions of critical jet pressure and suspension index of cracked marls were not significantly different from the humid marl and humid molasse facies. Nonetheless, the humid marl (mean critical pressure of 22.2 kPa) was slightly easier to erode and exhibited lower grain size (Tableau IV.3) than the humid molasse (mean critical pressure of 30.5 kPa). Concerning the critical jet pressures, it is important to note that the intra facies variability was high, highlighting an important small-scale variability inside each facies. The suspension index boxes (Figure IV.8 b) were narrower, relating to a lower variability of the erosion rate on this scale, with for example a standard deviation of 0.9 %/kPa for the humid molasse.

Even though less measurements were done at the small scale in the Isère compared to the Galabre, some locations displayed a very small variability of the CSM signals. For the measurements located at 13, 76, 79, 90 and 95 m from downstream in Figure IV.7 b (2, 2, 3, 2 and 2 measurements respectively), the differences between the measurements on each point were less than 10 kPa and 1 %/kPa, for the critical jet

pressure and the suspension index respectively. For these deposit areas, the small-scale erosion variability on the facies was low. However, the measurements were more variable in other deposit areas as shown at 32, 53 and 85 m from downstream in Figure IV.7 b (2, 3, 2 measurements respectively) where the difference can reach 100 *kPa* for the CSM critical jet pressure and 4 %/*kPa* for the suspension index in an area of less than 0.5 *m*<sup>2</sup>.

It should be stressed that the variability observed at the metric scale within facies considered visually homogeneous, are due to both the repeatability of the measurement inherent to the protocol (e.g., mainly related to the insertion of the CSM measuring cylinder in the sediment) and the variability of the deposits themselves. This small-scale variability was also observed by Tolhurst et al. (2006) reporting a high variability between measurements within 1-2 m from each other, partly explained by biofilm areas in their case study. It was also observed by Legout et al. (2018) using the U-GEMS in similar gravel bed rivers.

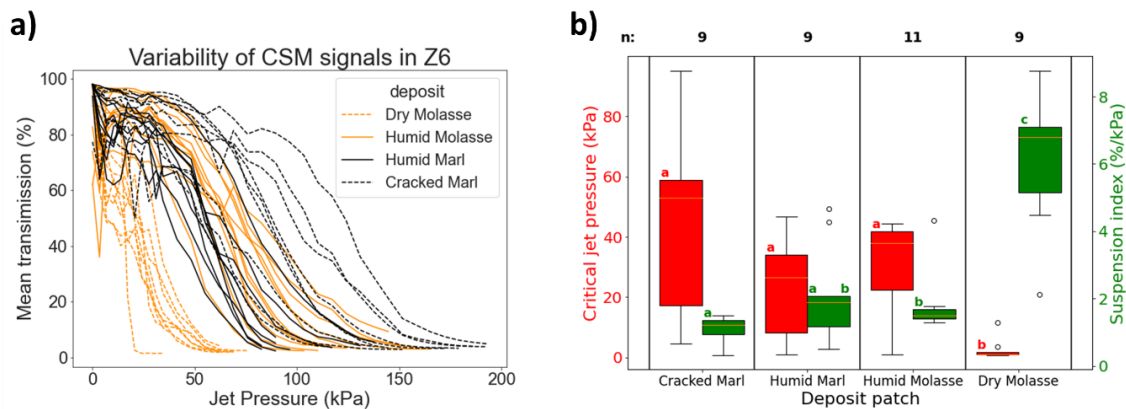


Figure IV.8 : (a) CSM signals grouped by deposit facies identified visually and (b) extracted variables from the signals: critical jet pressure and suspension index for the deposited sediment in the Z6 zone in the Galabre River (located 620 m from downstream). Facies marked with the same letter have properties that are not significantly different for the considered variable (Kruskal-Wallis test with Bonferroni correction,  $P < 0.05$ ).

#### IV.2.4.3.3 Transect scale

As the metric-scale analysis revealed different erodibility patterns between visually identified depositional facies, we evaluated how these measures were spatially organized at the scale of transects perpendicular to the flow. The lateral variability of the sediment properties is illustrated through four transects in the Galabre River (Figure IV.9) and through one transect on the Isère River (Figure IV.10). For the Galabre River, superficial deposits (mainly composed of dry molasses) and under-water marly deposits were rapidly eroded by the CSM (low critical jet pressure and high suspension index), whereas marginal deposits in-between corresponded to the highest values of critical jet pressures and lowest suspension indexes. A comparable lateral organization of the deposits was observed in the Isère River (Figure IV.10) even though less measurements could be done due to the location and the nature of the deposits. The measurement of the deposited sediment on the top of the gravel bar (approx. 11 m from left bank) had the lowest critical jet pressure and was the easiest to erode. The marginal deposit (23 m from left bank) had the highest critical jet pressure. The closest measurement to the water (27 m from left bank) had a critical jet pressure lower than the previous one and was easier to erode. However, the relation between the suspension index and the position of the deposits was less visible for the Isère River than for the Galabre River.



## IV.2 Variabilité spatiale de l'érodibilité

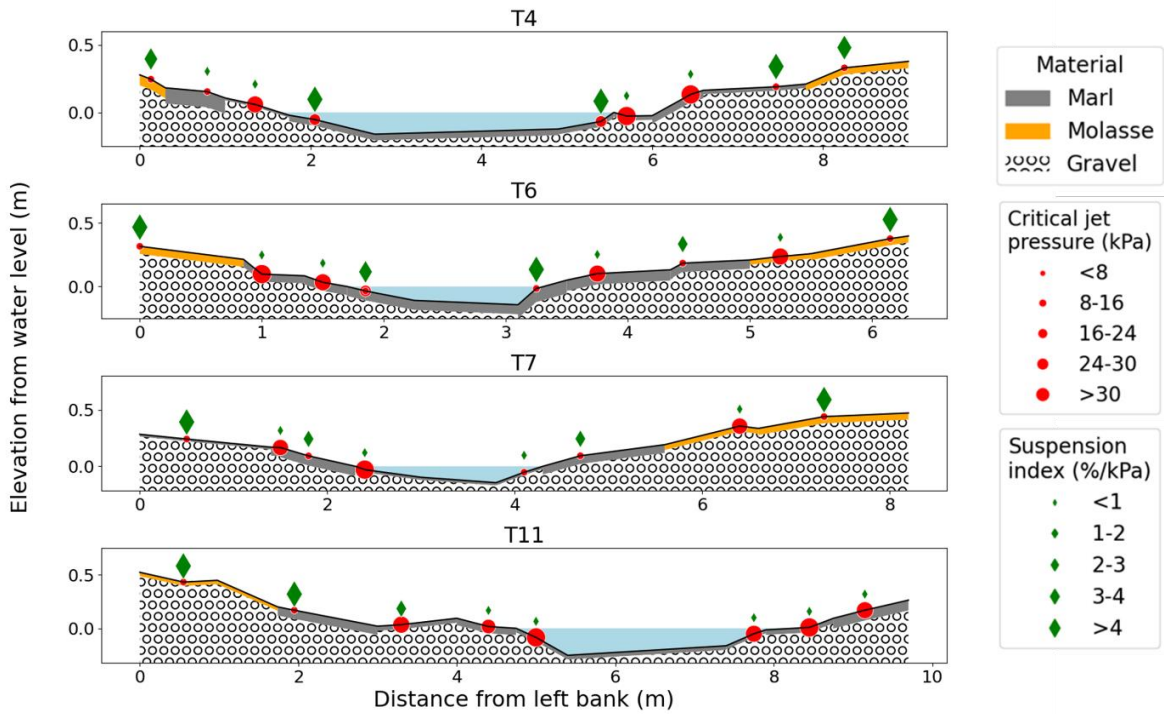


Figure IV.9 : Four transects on the Galabre River in August 2019 showing different properties of the deposited sediments: surface, material type, thickness, elevation from water level and CSM critical jet pressures and suspension indexes.

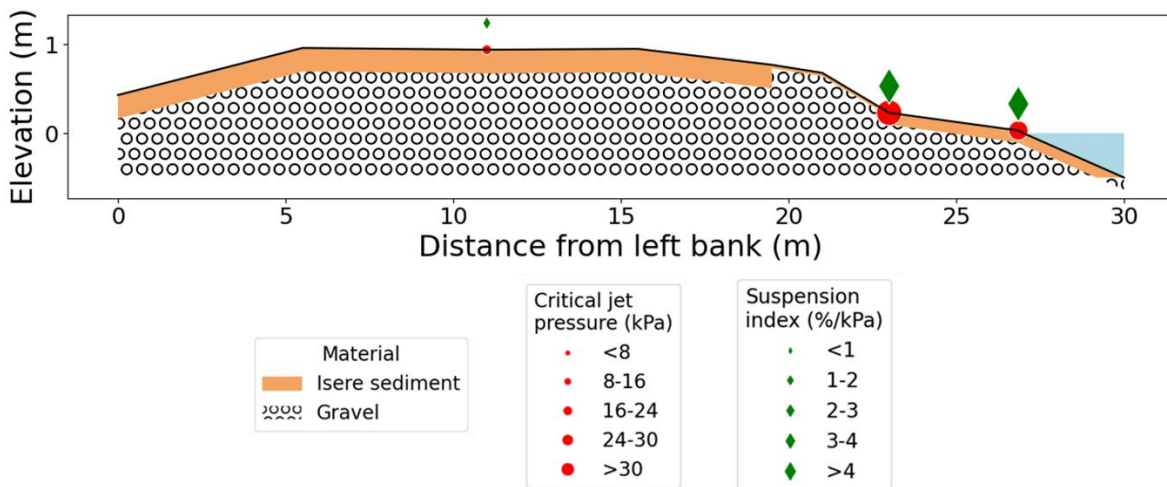


Figure IV.10 : Transect on the Isère River in July 2020 with three CSM measurements showing different properties of the deposited sediments: surface, thickness, elevation from water level and CSM critical jet pressures and suspension indexes.

Given that the location of the deposit according to the distance or elevation from the water surface seems to be linked to the erodibility of the sediments and that the moisture of the sediments was significantly correlated to their elevation (Tableau IV.4), the relationships between CSM measurements and the moisture of sediments were analyzed. For both study sites, measurements were grouped in four categories depending on the moisture from very dry to very humid (Figure IV.11). The critical jet pressure measured in the Galabre exhibited maximum values for intermediate moisture comprised between 15 and 50 % (Figure IV.11 a). The suspension indexes exhibited an opposite trend with the smallest erosion rates in the intermediate moisture groups. These deposits tend to be positioned at a medium elevation on the transect scale (Figure IV.9). On the other hand, for very dry and very humid deposits, corresponding respectively to superficial deposit with a high elevation and under-water deposits with low elevations on the transect, critical jet pressures were low and suspension index values were high, suggesting that these deposits were more easily erodible.

On the Isère site in July 2020, most of the CSM measurements were performed on very humid deposits (20 out of 35 measurements in Figure IV.11 b). The critical jet pressures exhibited a similar relation with moisture as the one observed for the Galabre site. Most resistant deposits were those with medium moistures. Although statistical tests did not identify any significant differences of critical jet pressures between the different moisture groups, there is a tendency of higher pressures for medium humidity. The absence of any significant difference might be related to the smaller number of measurements in low moisture groups due to the lack of dry deposits during the field campaign on the Isère River. This could also explain why high median suspension index values were measured for humid deposits for the Isère (Figure IV.11 b) while more resistant deposits and thus lower values of the suspension index would have been expected according to the general trend on both sites. Beyond these small discrepancies between both rivers, it should be stressed that for each moisture state, the Isère deposits exhibited higher critical jet pressures than the Galabre suggesting more resistant deposits. In the same way, the suspension indexes were lower, except for some of the humid deposits.

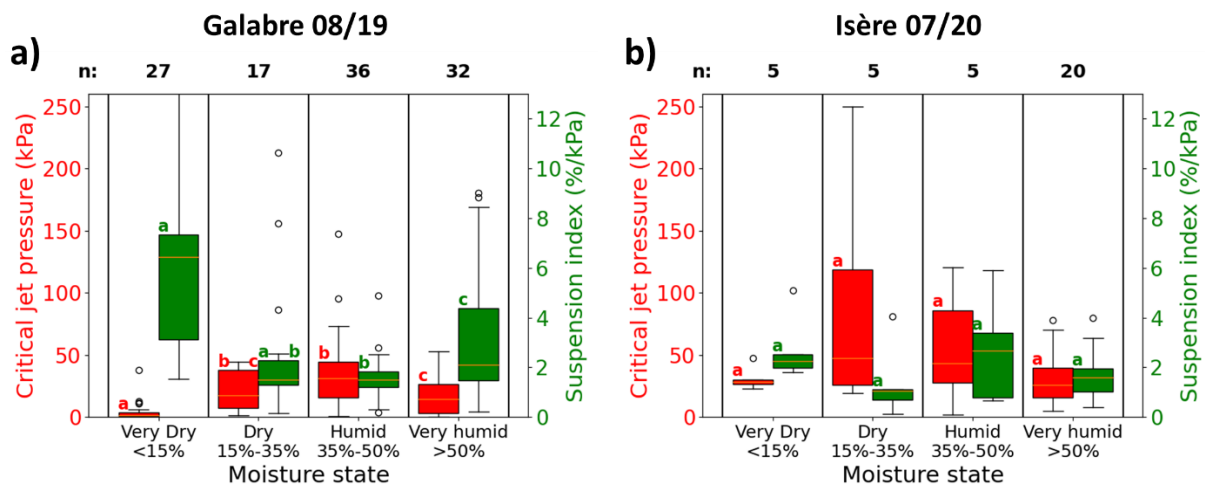


Figure IV.11 : CSM critical jet pressure and suspension index in (a) the Galabre River in August 2019 and (b) in the Isère River in July 2020 for four groups of moisture: Very dry: <15% volumetric moisture, dry: 15%-35%, humid: 35%-50% and very humid: >50%. Boxes marked with the same letter have properties that are not significantly different for the considered variable (Kruskal-Wallis test with Bonferroni correction,  $P < 0.05$ ).

#### IV.2.4.4 Relationship between erosion measurements and sediment properties

The trends observed between erodibility and moisture at the transect scale led to a more detailed analysis of the relationships between erodibility and the physical characteristics of the deposits. Spearman's rank correlations were used to investigate relationships between erosion measurements and co-variables relating to sediment properties. The CSM critical jet pressure and suspension index were significantly correlated to all grain size variables but the correlations remained small for the Galabre with maximum values of  $|R| = 0.29$  and  $|R| = 0.34$  for the critical jet pressure and suspension index respectively (Tableau IV.4). While fewer correlations were significant between erodibility variables and grain size variables for the Isère, the highest correlations were observed for this site between the critical jet pressure and the amount of fine particles (effective and absolute). This suggests that an increasing cohesive part in the sandy deposits of the Isère make them more resistant to erosion. Apart from this correlation, the critical jet pressure was also poorly correlated to effective and absolute median diameters with negative coefficients as for the Galabre site (Tableau IV.4). The suspension index was even less correlated to particle sizes in the Isère than in the Galabre. This general observation of very weak correlations between granulometric variables and variables describing erodibility was consistent with that of Legout et al. (2018) on fine sediment deposits also coming from the Isère River further downstream. Whereas granulometric variables are often found to be important controlling factors of erodibility in other environments (Grabowski et al., 2011; Lick et Mcneil, 2001), this was not the case in gravel bed rivers. However, similar to our study, observations by Joensuu et al. (2018) showed a negative correlation between erosion threshold and median particle sizes (effective and absolute diameters). The increase of sediment resistance with an increase of the cohesive percentage (or fine fraction –  $<63 \mu\text{m}$ ) was also reported by (Harris et al., 2016; Lanuru et al., 2007; Le Hir et al., 2005; van Rijn, 2020).

Tableau IV.4 : Spearman's rank correlation coefficients for the Galabre August 2019 data (inferior diagonal, red data) and for the Isère July 2020 data (superior diagonal, blue data), for CSM critical jet pressure ( $CSM \tau_c$ ), suspension index ( $s_i$ ), volumetric moisture (% Vol Moist), deposit elevation (Elev), thickness (Thick) and granulometric extracted indices ( $Ed_{50}$ ,  $Ad_{50}$ ,  $E_{fine}\%$ ,  $EPR$ ,  $A_{fine}\%$ ,  $APR$  and  $DA$ ). Elevation was not available for the Isère data. Numbers marked with \* correspond to a 0.01 level of significance of the correlation.

	$CSM \tau_c$	$s_i$	% Vol Moist	Elev	Thick	$Ed_{50}$	$Ad_{50}$	$E_{fine}\%$	$EPR$	$A_{fine}\%$	$APR$	$DA$
$CSM \tau_c$	-	-0.02	-0.39	-	-0.53*	-0.27	-0.37	0.55*	0.09	0.53*	-0.15	0.31
$s_i$	-0.56*	-	-0.2	-	-0.22	0.13	0.09	-0.01	0.06	-0.01	0.24	0.15
% Vol Moist	0.29*	-0.29*	-	-	0.48*	0.56*	0.61*	-0.65*	0.42*	-0.68*	-0.52*	-0.69*
Elev	-0.19*	0.24*	-0.77*	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Thick	0.07	-0.13	0.1	0.11	-	0.26	0.36	-0.63*	0.05	-0.62*	0.17	-0.64*
$Ed_{50}$	-0.29*	0.33*	-0.74*	0.83*	0.02	-	0.97*	0.86*	0.64*	-0.86*	0.94*	-0.68*
$Ad_{50}$	-0.29*	0.34*	-0.72*	0.81*	0.03	0.98*	-	-0.92*	0.59*	-0.93*	0.88*	-0.75*
$E_{fine}\%$	0.2*	-0.21*	0.77*	-0.8*	-0.17	-0.91*	-0.86*	-	-0.42*	0.99*	-0.73*	0.83*
$EPR$	-0.2*	0.21*	-0.7*	0.81*	0.04	0.94*	0.88*	-0.93*	-	-0.42*	0.73*	-0.28
$A_{fine}\%$	0.13	-0.12*	0.76*	-0.82*	-0.2	-0.86*	-0.85*	0.91*	-0.83*	-	-0.73*	0.85*
$APR$	-0.21*	0.29*	-0.7*	0.86*	0.07	0.96*	0.96*	-0.88*	0.93*	-0.9*	-	-0.52*
$DA$	-0.24*	0.23*	-0.71*	0.64*	0.11	0.72*	0.61*	-0.83*	0.75*	-0.76*	0.65*	-

With respect to the observed trend between moisture and erodibility in Figure IV.11, both the Galabre and Isère exhibited small correlation coefficients either between critical jet pressure and moisture or between suspension index and moisture ( $|R| < 0.4$ ; Tableau IV.4). However, the relations between both CSM variables and the moisture were not linear (Figure IV.11), showing rather an increase followed by a decrease of erodibility while the moisture increased. The correlation analysis was therefore done by separating the data set into two moisture classes: dry sediments with moisture lower than 35 % and humid sediments with moisture higher than 35 %. The calculated correlations were higher by separating the data in two moisture groups for both sites, even though they were not always significant at a 0.01 level because of a lack of measurements (Tableau IV.5). For both sites, the correlation coefficients between the CSM critical jet pressure and moisture, were positive for the dry sediments and negative for the humid sediments respectively. Opposite trends were observed for the suspension index, except for the Isère humid data.

For both rivers, the CSM measurements exhibited a breakpoint of moisture around 35 % separating the erosional behavior of the sediments. With increasing moisture until the breakpoint, the sediment's resistance increased with an increasing critical jet pressure and a decreasing suspension index (Figure IV.11). When the breakpoint was reached and moisture increased above it, the sediment's erodibility decreased with a decreasing critical jet pressure and an increasing suspension index. This was also observed by Singh and Thompson (2016) on their study sites, even though they worked with hillslope soils. They highlighted an important control of the volumetric moisture on the erodibility, explained by different mechanisms involved in the aggregate breakdown occurring during rainfall events (less aggregate breakdown for pre-wetted soils than for soils near saturation). In their study, they reported values of moisture below 40 % and found a breakpoint at 30 %. To the authors' knowledge, it was the only study that found this striking relation between erodibility and moisture. Other studies reported values of moisture but did not have a clear correlation with erodibility. This is likely related to lower ranges of moisture [30 % to 45 % for Lanuru et al. (2007), 26 % to 33 % for Liu et al. (2018)], compared to our range of very dry (less than 10 % volumetric moisture) to very humid (more than 70 %).

Tableau IV.5 : Spearman's rank correlation coefficients for the Galabre (inferior diagonals, red data) and the Isère (superior diagonals, blue data) separated in two categories: dry data (Moisture < 35%) and humid data (Moisture > 35%), for CSM jet pressure (CSM  $\tau_c$ ), suspension index ( $s_i$ ) and volumetric moisture (% Vol Moist). Numbers marked with \* correspond to a 0.01 level of significance of the correlation.

	Dry data			Humid data		
	CSM $\tau_c$	$s_i$	% Vol Moist	CSM $\tau_c$	$s_i$	% Vol Moist
CSM $\tau_c$	-	-0.19	0.51	-	0.04	-0.54
$s_i$	-0.76*	-	-0.58	-0.28	-	-0.17
% Vol Moist	0.6*	-0.54*	-	-0.36	0.32	-

### IV.2.4.5 Specific features of the erodibility in gravel bed rivers

Comparing the erodibility measurements with those from other studies required the conversion of CSM critical jet pressures to critical shear stresses in  $Pa$  ( $N.m^{-2}$ ). Therefore, the CSM vertical jet pressures were converted to equivalent horizontal shear stress using the equation of Tolhurst et al. (1999). As this calibration of the CSM was done for sand particles  $> 150 \mu m$  using different setting modes than the one used in this study, the equation might not be fully adapted to our range of sediments and jet pressures. This comparison was done only for critical shear stresses and not erosion rates as; (i) most of the CSM studies reported only critical shear stresses and (ii) the erosion rates extracted from CSM measurements cannot be easily compared to other devices since the test time and the applied shear stresses on the deposits are not the same. Bearing in mind these potential limitations, as well as others related to the comparison of different measuring devices with different spatial footprints, some specific features can be noted.

A first noticeable feature is that the studies using larger footprint devices, like GUST chambers (Legout et al., 2018), EROMES (Harris et al., 2016; Joensuu et al., 2018; Lanuru et al., 2007; Widdows et al., 2007) or larger in situ flumes (Meng et al., 2012; Noack et al., 2015) led to lower erosion thresholds than in our study and in all others using the CSM device (Figure IV.12). This was already reported in studies that compared various devices (Tolhurst et al., 2009, 2000; Widdows et al., 2007). According to Widdows et al. (2007), the differences are related to fundamental differences of the applied stress, the CSM applies a vertical stress on the sediment which is different than devices generating horizontal smooth hydraulic flow such as in situ flumes or annular flumes.

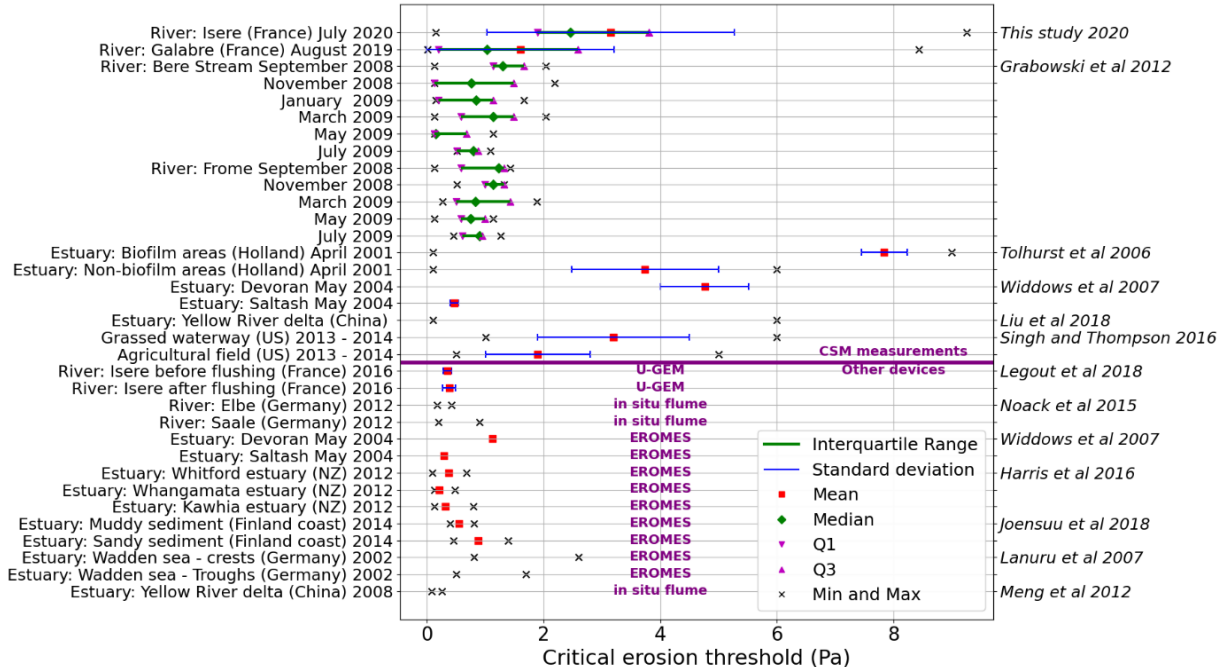


Figure IV.12 : Critical erosion threshold for this study and other studies for different rivers and estuaries. Statistical variables are plotted depending on the available data in the papers: mean, standard deviation, median, 1st and 3rd quartiles (Q1 and Q3), min and max and interquartile range. Studies using the CSM device are separated from the others. In order to compare in the same units as the other studies, the data acquired from Grabowski et al (2012) was transformed using the calibration of Tolhurst et al. (1999).

A second striking feature is that the mean critical shear stress and its standard deviation derived from this study were well within the reported literature data using the CSM device (Figure IV.12). Nevertheless, the variability of the erodibility in both studied rivers was one of the highest along with the variability observed by Tolhurst et al. (2006) and Liu et al. (2018) in estuaries and by Singh et Thompson (2016) in agricultural watersheds. In estuaries, the high variability is often explained by areas covered by biofilms (Tolhurst et al., 2006). As no biofilms were observed during the reported field campaigns in the Galabre and Isère, this suggests that the reasons for this large spatial variability are related to both i) the inherent characteristics of the watershed as a provider of fine sediments and a regulator of the hydro-sedimentary regime (i.e., discharge and SSC) and ii) the morphological characteristics of the riverbed impacting the hydrodynamics and thus the conditions of settling.

The spatial variability of fine deposit erodibility within the catchment can be related to the higher temporal variability of the type (nature, size and SSC) of fine sediments in small mountain rivers than in estuaries. Indeed, fine sediments can originate from different parts of the catchments, as underlined for the Galabre site, thus leading to spatial variations of the sediment physical properties in the riverbed according to the successive flood history and their respective magnitude (Figure IV.4) (e.g., elevation of deposits on gravel bars). This temporal effect controlling the spatial heterogeneity of deposits is assumed to be scale dependent, i.e. marked in small headwater catchments such as the Galabre, less pronounced in river reaches draining medium size watersheds like the Isère and fully smoothed in estuaries draining large upstream areas.

The larger variability measured in this study, compared to other estuarine and riverine environments (Grabowski et al., 2012; Widdows et al., 2007) also underlines the specificity of the morphology of gravel bed rivers compared to lowland rivers. In addition to the fact that gravel bed rivers can store important amounts of fine sediments (Misset et al., 2021; Navratil et al., 2010), their fine sediments exhibit distinct properties, from very erodible to highly resistant. This could be related to the high heterogeneity of the settling conditions controlled mainly by two specific characteristics of gravel bed rivers, operating at two scales. At the reach and transect scale, the topography within gravel bed rivers can be very heterogeneous leading to deposits at different elevations according to the bar morphology and the magnitude of the preceding runoff events. The granulometry of the particles composing the matrix of gravel bed rivers are also very heterogeneous, ranging from sand to boulder. The conditions of deposit of fine sediment are thus discontinuous in space (Camenen et al., 2013b) and different from homogenous deposits over mudflats.

## *IV.2.5 CONCLUSIONS*

This paper describes and analyzes erodibility measurements of fine sediments deposited in two Alpine rivers: The Isère and Galabre. Significant spatial variations in the erodibility of fine sediment deposits were identified. There was no spatial structuration of the erodibility at the reach scale, but a trend was observed at the transect scale. A high variability was observed at the facies scale, related to the local heterogeneity of the deposit but was lower than the variability between different facies. At the transect scale, CSM measurements showed that deposits on medium elevation areas and with medium moisture were more resistant than drier superficial deposits and more humid under-water deposits.



### IV.3 Variabilité temporelle de l'érodibilité

The field campaigns reported in this study showed the need to expand the measurements in order to assess correctly the variability. It also highlighted the importance of the choice of devices and measurement protocols to capture the variability at the relevant scale. Rapid and small-footprint devices, such as the CSM used in this study, are ideal for robust assessments of small and large scale variability over the river.

The variability of erodibility of fine deposits in gravel bed rivers is more pronounced than in other lowland rivers or estuaries. This variability is related to the specificities of gravel bed rivers with deposit conditions discontinuous in space. It is driven by the abundance of areas of deposition with highly variable elevation, moisture and grain size properties, compared to literature results in other environments. Particularly, antecedent moisture appeared as the main controlling factor of the erosion properties.

This study provides insight into the variability of fine sediment properties in gravel bed rivers and will aid in improving numerical models to fully understand and manage fine sediment dynamics in such high energy rivers.

## IV.3 VARIABILITE TEMPORELLE DE L'ERODIBILITE

### IV.3.1 DESCRIPTION DE LA VARIABILITE TEMPORELLE SUR L'ISERE ET SUR LE GALABRE

La variabilité temporelle de l'érodibilité sur chaque site d'étude est investiguée à travers les différentes campagnes de mesures réalisées. Au total cinq campagnes de mesures ont été réalisées sur chaque site (Tableau II.4) :

- Sur le Galabre : le 3 et le 4 juillet 2019 [07/19], du 26 au 30 août 2019 [08/19], le 12 et le 13 février 2020 [02/20], du 7 au 9 octobre 2020 [10/20] et le 24 et le 25 mars 2021 [03/21]. Notons qu'aucune mesure CSM n'a été réalisée en février 2020 à cause de problèmes techniques rencontrés avec l'appareil pendant cette campagne de mesure.
- Sur l'Isère : le 27 et le 28 mars 2018 [03/18], le 8 et le 9 octobre 2019 [10/19], le 3 mars 2020 [03/20], le 2 juillet 2020 [07/20] et du 12 au 16 avril 2021 [04/21].

Tout d'abord, la variabilité temporelle de l'érodibilité est marquée sur le Galabre, comme en témoignent les mesures CSM (Figure IV.13 a,c). La pression critique du jet se trouve dans les gammes élevées en juillet 2019 (médiane de 49 *kPa*) et en mars 2021 (médiane de 39 *kPa*) et dans des gammes plus faibles en août 2019 (médiane de 17 *kPa*) et en octobre 2020 (médiane de 14 *kPa*) (Figure IV.13 a). Quant à la variable « suspension index », c'est l'inverse : les valeurs sont plutôt faibles en juillet 2019 (médiane de 1.2 %/*kPa*) et en mars 2021 (médiane de 1.5 %/*kPa*) et plus élevées en août 2019 (médiane de 2.2 %/*kPa*) et en octobre 2020 (médiane de 2.7 %/*kPa*) (Figure IV.13 c). Cela correspond donc à des dépôts qui ont tendance à être peu résistants pendant les campagnes d'août 2019 et octobre 2020



(initiation de l'érosion tôt et érosion rapide) et significativement différents (tests de Kruskal-Wallis,  $p < 0.05$ ) des dépôts plus résistants pendant les campagnes de juillet 2019 et de mars 2021 (initiation de l'érosion plus tard et érosion moins rapide). On note un facteur 3.5 entre la plus basse (octobre 2020) et la plus haute (juillet) médiane des pressions critiques sur le Galabre et un facteur 2.3 pour le  $s_i$ .

Comme pour le Galabre, la variabilité temporelle de l'érodibilité obtenue par le CSM sur l'Isère est forte (Figure IV.13 b,d). Les pressions critiques du jet du CSM sont les plus élevées pendant la campagne de mesure de mars 2018 (médiane de 123 kPa), suivies par celles d'avril 2021 (médiane de 58 kPa), puis juillet 2020 (médiane de 28 kPa) et elles sont les plus faibles en octobre 2019 (médiane de 27 kPa) et en mars 2020 (médiane de 16 kPa) (Figure IV.13 b). La variabilité est moins marquée sur le 'suspension index' (toutes les médianes sont proches et comprises entre 1 et 2 %/kPa), mais on distingue des valeurs de  $s_i$  plutôt faibles en mars 2018 (médiane de 1.3 %/kPa) et avril 2021 (médiane de 1.2 %/kPa) et plus élevées en mars 2020 (médiane de 1.7 %/kPa) (Figure IV.13 d). Les distributions des  $s_i$  ne sont pas significativement différentes entre les différentes campagnes mais les tests de Kruskal-Wallis permettent d'identifier 3 groupes pour les distributions des pressions critiques : un groupe de dépôts résistants (mars 2018 et avril 2021), un groupe intermédiaire (juillet 2020) et un groupe de dépôts peu résistants (mars 2020). Les dépôts d'octobre 2020 se situent entre le groupe peu résistant et le groupe intermédiaire. Sur l'Isère, il y a un facteur 7 sur les pressions critiques entre la médiane la plus basse (mars 2020) et la plus haute (mars 2018) et un facteur 1.3 sur le  $s_i$ .

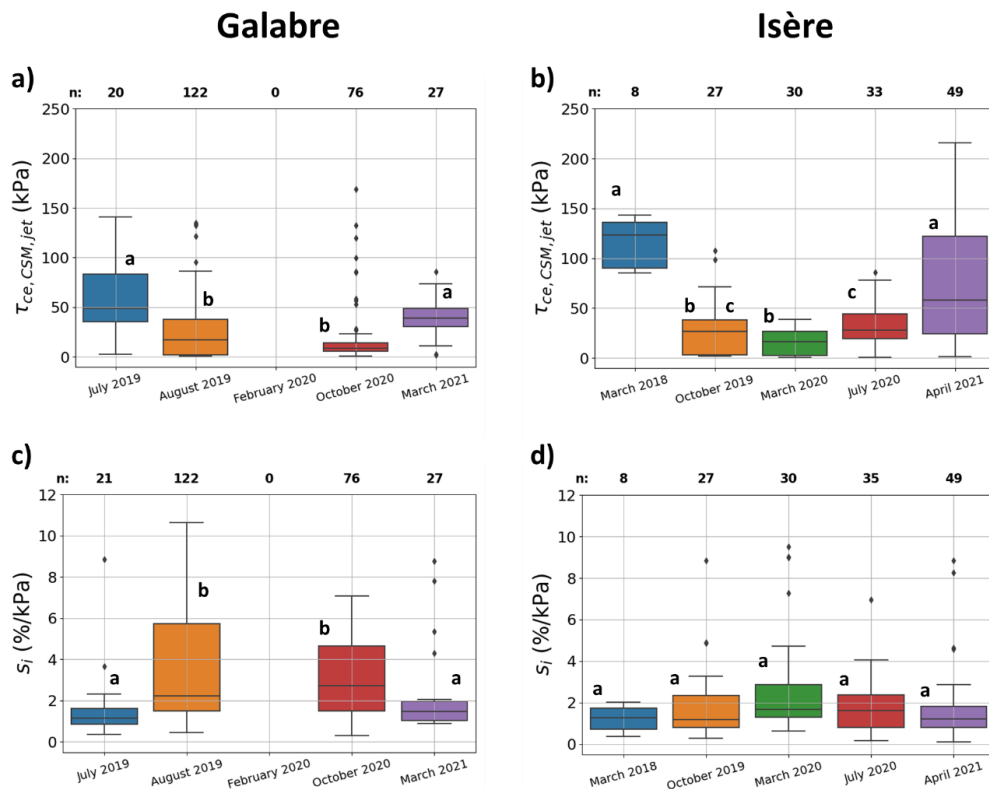


Figure IV.13 : Variabilité temporelle des variables extraites des mesures CSM sur le Galabre (gauche) et sur l'Isère (droite) : (a) et (b) pression critique de jet (kPa), (c) et (d) suspension index (%/kPa). Les boîtes à moustaches marquées par la même lettre ont des distributions non significativement différentes pour la variable considérée (test de Kruskal-Wallis,  $P < 0.05$ ).

### IV.3 Variabilité temporelle de l'érodibilité

Sur les deux sites d'études, la variabilité temporelle est plus importante que la variabilité spatiale sur les campagnes de mesures réalisées. Il existe en particulier une plus grande variabilité temporelle sur l'Isère (facteur 7) par rapport au Galabre (facteur 3.5) pour la variable  $\tau_{ce,CSM,jet}$ . La variabilité sur le  $s_i$  est en revanche moindre sur l'Isère (facteur 1.3) par rapport à celle observée sur le Galabre (facteur 2.3). En comparant les distributions d'érodibilité obtenues sur l'ensemble des campagnes de mesures, on observe que les pressions critiques du CSM atteignent des gammes plus élevées sur l'Isère que sur le Galabre. Par exemple, le 3<sup>ème</sup> quartile de la campagne de mars 2018 sur l'Isère est de 136 *kPa* et celui de la campagne d'avril est de 122 *kPa* alors que sur le Galabre, les valeurs les plus élevées du 3<sup>ème</sup> quartile sont inférieures à 85 *kPa* (Figure IV.13 a,b). Au contraire, concernant la variable  $s_i$ , les valeurs sont plus élevées sur le Galabre, avec des valeurs du 3<sup>ème</sup> quartile qui atteignent 4.6 %/*kPa* (octobre 2020) ou 5.7 %/*kPa* (août 2019) alors qu'ils ne dépassent pas 3 %/*kPa* sur l'Isère (2.8 %/*kPa* en mars 2020) (Figure IV.13 c,d). Les facteurs explicatifs de la variabilité temporelle de l'érodibilité au sein de chaque site et entre les deux sites d'études sont présentés et discutés dans la section suivante.

## IV.3.2 FACTEURS EXPLICATIFS DE LA VARIABILITE TEMPORELLE DE L'ERODIBILITE

Les mesures réalisées sur les différentes campagnes sur chaque site montrent que la variabilité temporelle de l'érodibilité est forte et plus importante que la variabilité spatiale décrite dans la section IV.2. La nature des sédiments (lithologique et granulométrique) et la durée entre la mesure et la mise en place des dépôts sont deux éléments qui peuvent expliquer cette variabilité temporelle. Les trois hypothèses principales suivantes sont donc investiguées : i) la résistance des dépôts peut évoluer d'une campagne à l'autre car les dépôts ne sont pas de même nature ou de même granulométrie du fait d'événements survenus entre les deux campagnes ayant érodé et/ou déposé de nouveaux sédiments, ii) dans le cas où ce sont bien les mêmes dépôts qui sont caractérisés au cours de deux campagnes successives, les dépôts peuvent être plus ou moins résistants en fonction de leur état de consolidation et d'humidité et iii) l'activité biologique.

### IV.3.2.1 Nature des sédiments

#### IV.3.2.1.1 Galabre

L'analyse des flux de MES sur la période 2019-2020 sur le Galabre montre que sur l'année 2019 le bassin versant a généré un très fort export de sédiments fins, avec un flux annuel de 30 *kt* au niveau de la station amont, alors qu'en 2020 le flux était inférieur à 10 *kt* (Figure IV.14). En particulier, des événements morphogènes ont eu lieu fin 2019 (entre octobre 2019 et janvier 2020 – Figure IV.14) et ont engendré une reprise des sédiments fins stockés dans le lit ainsi que du charriage. Il s'agit d'une succession de 4 événements majeurs dont le débit s'approche de ou dépasse 20  $m^3 \cdot s^{-1}$ .

Entre chaque campagne de mesure, il y a eu un ou plusieurs événements qui ont transporté un flux important de matériaux fins, dont certainement une partie a été déposée (a minima lors de la décrue, au regard des fortes concentrations atteintes sur ce site d'étude, souvent supérieures à 100 g/L). Plusieurs événements ont eu lieu en mai et en juin 2019 sur le Galabre et ont déposé les sédiments dont l'érodibilité a été mesurée pendant la campagne de juillet 2019 (Figure IV.15 a). En particulier, le flux de MES qui a

transité lors de l'événement du 30/06/19, 3 jours avant la campagne de juillet 2019, est d'environ 1359 t, et cet événement a majoritairement transporté de la molasse (Figure IV.15 a et Tableau IV.6). Les deux crues suivantes en juillet (dominante de molasse), le 15/07/19 et le 27/07/19 (Figure IV.4 a) ainsi que l'événement du 22/08/19 (dominante de marne) (Figure IV.15 b) ont déposé les sédiments qui ont été retrouvés pendant la campagne d'août 2019. La crue la plus récente avant la campagne de février 2020 est celle du 17/01/20 (dominante de marne) dont le flux de MES est de 50 t (Figure IV.15 c et Tableau IV.6). Enfin, il y a eu quelques crues entre la campagne de février et la campagne d'octobre 2020, en mars et durant l'été et en septembre et début octobre (Figure IV.14). En particulier, le flux mesuré lors de la crue du 02/10/20 (dominante de marne) est de 454 t (Figure IV.15 d et Tableau IV.6).

Ainsi, la nature (origine lithologique) des sédiments est différente entre les campagnes de mesures du Galabre selon les conditions antécédentes de débit et de flux de MES. L'écoulement peut contenir des particules de molasse ou de marne. En outre, il existe probablement des différences granulométriques associées aux différences lithologiques (Tableau IV.3). Les dépôts générés sont donc différents selon les événements. Pendant la campagne de juillet 2019 il s'agissait de molasse, alors que pendant la campagne d'août 2019, on distinguait des particules de marne proche du thalweg (déposée par la crue du 22/08/19) et de la molasse sur les parties sommitales des bancs (déposée pendant les différentes crues de juillet dont le débit était plus élevé). Pendant les deux campagnes de 2020, les mesures ont eu principalement lieu sur des sédiments marneux (Tableau IV.6). Les différences significatives de l'érodibilité entre les campagnes de juillet 2019 (dépôt de molasse majoritairement) et les campagnes d'août 2019 (marne et molasse) et d'octobre 2020 (dépôt de marne majoritairement) peuvent donc s'expliquer par la nature différente des dépôts entre ces campagnes.

#### IV.3.2.1.2 Isère

Sur l'Isère, le flux de MES ayant transité à la station de Grésy sur la période janvier 2018 – mai 2021 est d'environ 2.5 Mt (Figure IV.16). Quelques événements ont contribué de manière significative au flux de MES : (i) les chasses du barrage d'Aigueblanche de 2018 (05/2018) et de 2020 (05/2020), (ii) quelques crues sur la période d'hiver : en janvier 2018 ainsi qu'en février 2020 et (iii) les crues lors du printemps 2019 et 2021 (Figure IV.16).

De même que pour le Galabre, des événements significatifs ont eu lieu sur l'Isère entre les différentes campagnes (Figure IV.16). En supposant que des dépôts ont lieu lors de crues significatives, on peut dater les dépôts qui ont été observés pour chaque campagne. La dernière crue qui a transporté une quantité importante de MES et qui a précédé la campagne de mars 2018 est celle du 23 au 24 janvier 2018, dont le flux de MES est de 98 kt (Figure IV.17 a). Une succession de 3 événements fin juillet 2019 et durant août 2019, à débits relativement faibles ( $< 100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et dont le flux total de MES est de 30 kt ont causé le dépôt des sédiments dont l'érodibilité a été mesurée pendant la campagne d'octobre 2019 (Figure IV.17 b). De même, les mesures de mars 2020 ont eu lieu sur des dépôts datant de la crue de début février 2020 (flux de MES de 220 kt) (Figure IV.17 c). Entre la campagne de mars et celle de juillet 2020, une chasse de barrage d'Aigueblanche a eu lieu (mois de mai 2020). Elle a généré un flux élevé de MES (354 kt) dont une partie a probablement été déposée et retrouvée pendant la campagne de juillet 2020 (Figure IV.17 d). Enfin, la crue qui a eu lieu avant la campagne d'avril 2021 est celle de début février (Figure IV.17 e).

Ainsi, comme pour le Galabre, la nature des sédiments est potentiellement différente entre les campagnes de mesures sur l'Isère, car des événements significatifs ont eu lieu sur les périodes séparant les campagnes.

### IV.3 Variabilité temporelle de l'érodibilité

Sur l'Isère, ce n'est pas possible d'identifier l'origine lithologique des dépôts visuellement comme c'est le cas pour le Galabre (identification facile de la marne ou de la molasse par leur couleur). Néanmoins, l'identification du type d'événement ayant eu lieu avant la campagne permet d'avoir des informations sur l'origine des sédiments. Par exemple, une chasse du barrage d'Aigueblanche a eu lieu entre les campagnes de mars et de juillet : une partie des dépôts est donc potentiellement issue de la retenue du barrage et peut donc être d'origine différente des sédiments de mars 2020 issus d'une crue naturelle. Les sédiments issus de chasse de barrages ont été stockés pendant une période longue (de l'ordre de l'année) dans la retenue et peuvent donc être un mélange de sédiments détachés lors de différentes crues et provenant de l'ensemble du bassin versant alors que les sédiments issus d'une crue naturelle peuvent provenir préférentiellement de certaines zones sollicitées par l'épisode pluvieux et/ou la fonte. Les sédiments qui se déposent au droit du site d'étude lors d'une crue naturelle peuvent notamment être issus de l'Isère ou de l'Arly, et donc être de nature différente des sédiments stockés dans la retenue et chassés. Pour aller plus loin sur l'identification de la nature différente des dépôts entre les différentes campagnes, la comparaison des distributions granulométriques entre les campagnes pourrait apporter des informations intéressantes. Cependant, lors de ce travail, nous n'avons pas eu le temps de réaliser l'ensemble de ces mesures. Enfin, les mesures d'érodibilité montrent que les dépôts de l'Isère sont plus résistants à l'érosion que les dépôts du Galabre. Un facteur explicatif est la nature des dépôts, plus sableux sur l'Isère par rapport à la marne et la molasse sur le Galabre (Figure IV.6).

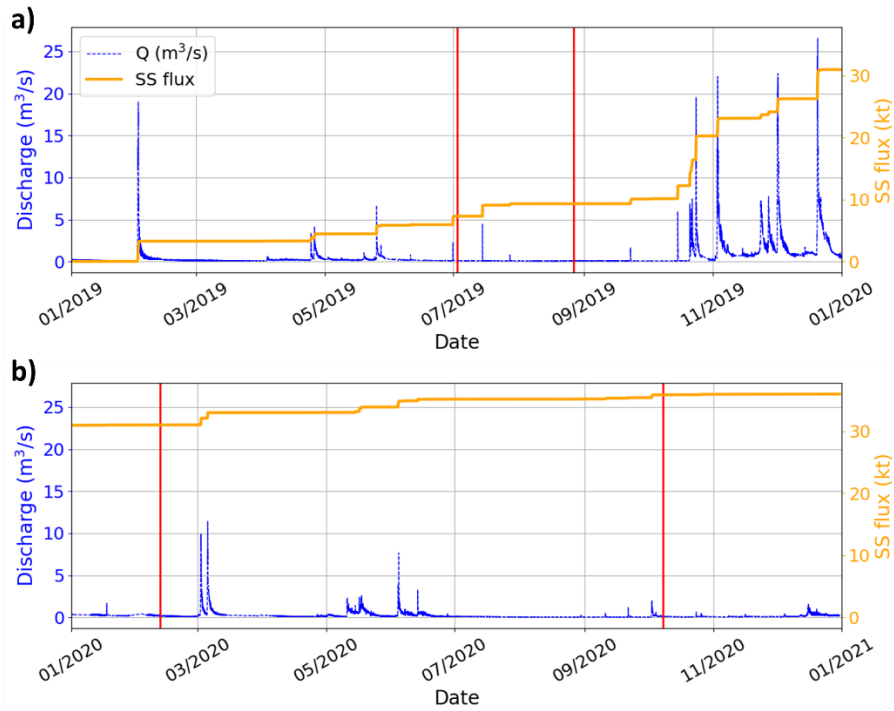


Figure IV.14 : Evolution du flux cumulé de MES (kt) et des débits instantanés ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) à la station amont du Galabre sur les années (a) 2019 et (b) 2020. Les traits rouges verticaux correspondent aux campagnes de mesures.

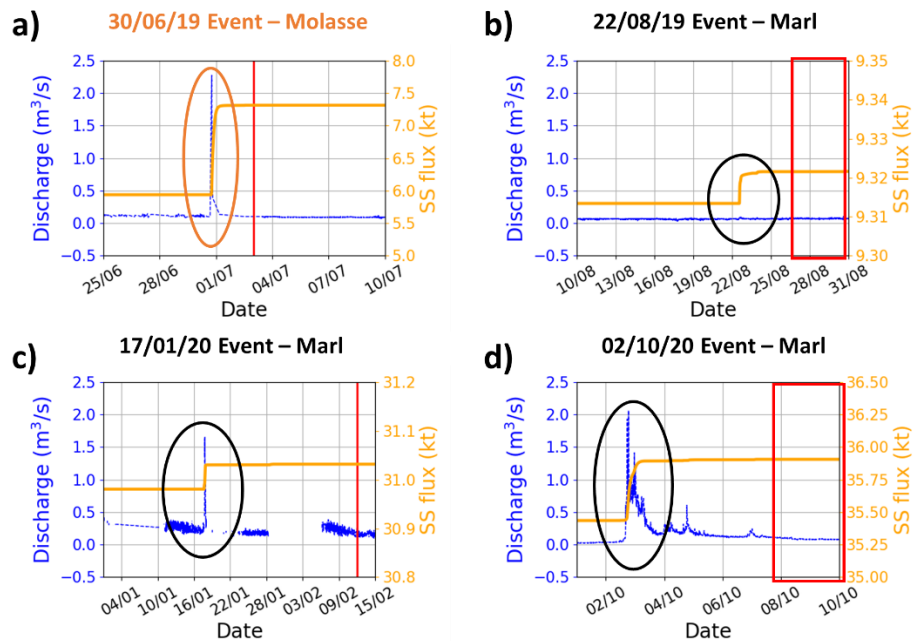


Figure IV.15 : Flux cumulé de MES (kt) et débits instantanés ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) à la station amont du Galabre précédant les campagnes de mesures : (a) juillet 2019, (b) août 2019, (c) février 2020 et (d) octobre 2020. Les traits et rectangles rouges correspondent aux campagnes de mesures. Les cercles orange et noirs correspondent aux périodes de transport de MES respectivement de molasse et de marne.

### IV.3 Variabilité temporelle de l'érodibilité

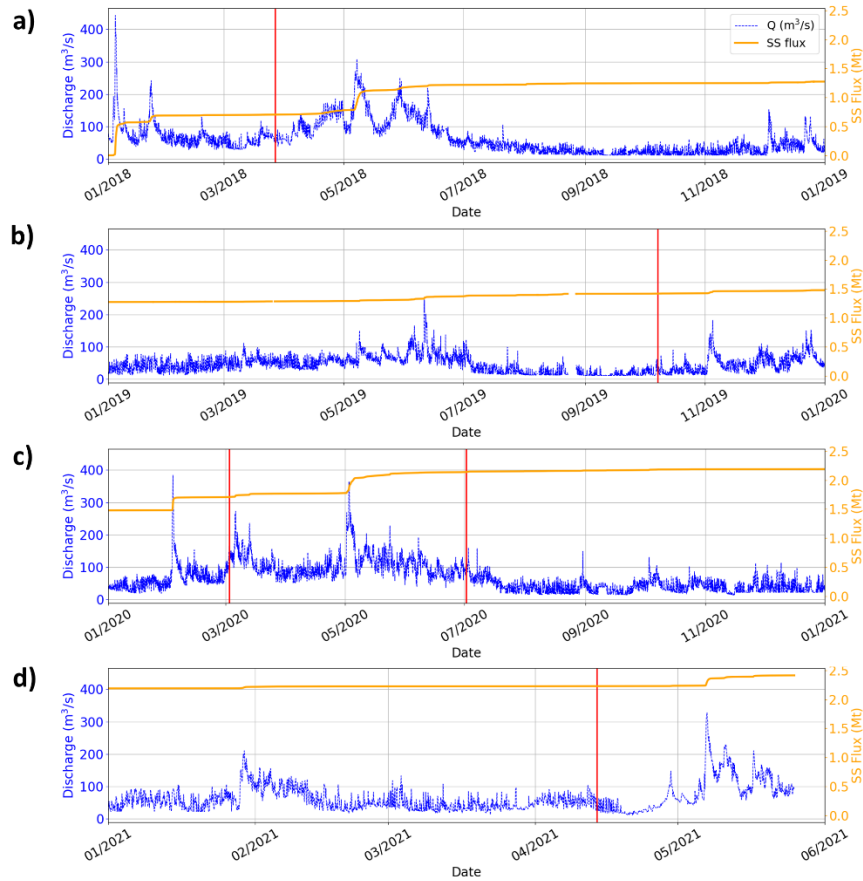


Figure IV.16 : Evolution du flux cumulé de MES (Mt) et des débits instantanés ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) à la station de Grésy sur Isère sur les années (a) 2018, (b) 2019, (c) 2020 et (d) 2021. Les traits rouges verticaux correspondent aux campagnes de mesures.

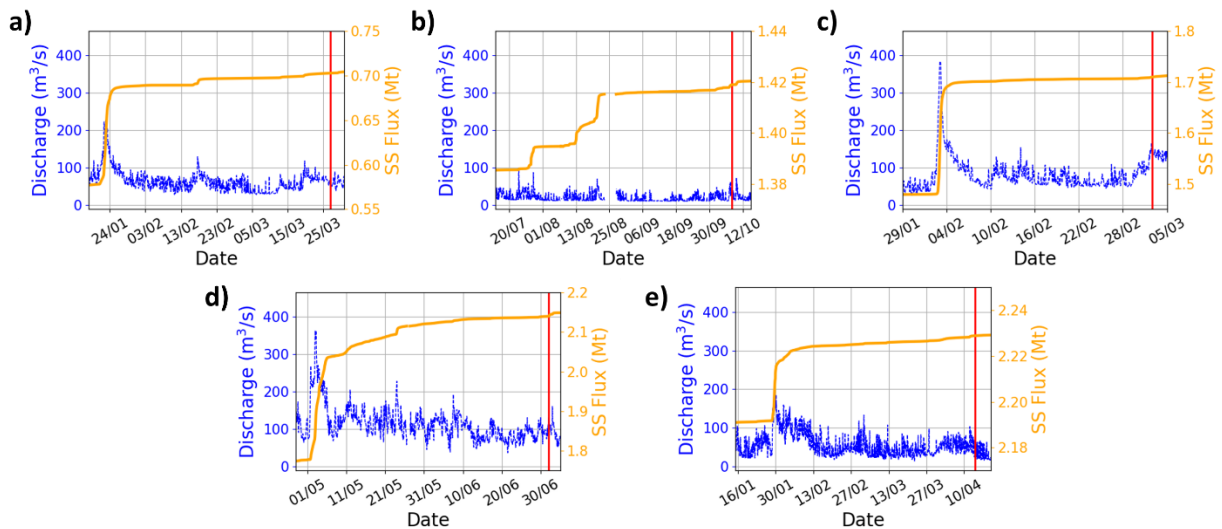


Figure IV.17 : Flux cumulé de MES (Mt) et débits instantanés ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) à la station de Grésy sur Isère précédant les différentes campagnes de mesures sur l'Isère : (a) Mars 2018, (b) Octobre 2019, (c) Mars 2020 et (d) Juillet 2020 et (e) Avril 2021. Les traits rouges verticaux correspondent aux différentes campagnes de mesures.

### IV.3.2.1 Consolidation des sédiments

La consolidation des sédiments avec le temps est identifiée dans la littérature comme un facteur essentiel contrôlant l'érodibilité des sédiments (Lo et al., 2014; Wiberg et al., 2013; Zreik et al., 1998). Zreik et al. (1998) attribue la résistance accrue de sédiments dont les mesures d'érosion sont séparées de 13.2 jours à leur consolidation avec le temps (le terme « thixotropic hardening » est employé). Wiberg et al. (2013) réalisent des essais d'érosion en laboratoire en faisant varier la durée de consolidation, et trouvent que la masse totale érodée est divisée par deux après 12 h de consolidation et encore par deux après 48 h.

La consolidation des dépôts peut être estimée par les durées entre la mesure et le dernier événement ayant eu lieu avant la campagne (Tableau IV.6). Malgré une dispersion importante, due à la variabilité spatiale de l'érodibilité pour chaque campagne, il existe une tendance croissante (pente de  $0.57 \text{ kPa/jour}$ ,  $R = 0.35$ ) entre la pression critique du CSM et la durée depuis la mise en place du dépôt (Figure IV.18 a). Les dépôts présentant les durées de consolidation les plus importantes (ceux de mars 2018 et d'avril 2021 sur l'Isère, respectivement 62 et 72 jours de consolidation) sont également les dépôts dont les pressions critiques sont les plus élevées. Au contraire, les pressions critiques les plus faibles (campagnes d'août 2019 et d'octobre 2020 sur le Galabre) sont obtenues pour des dépôts dont la durée de consolidation est également faible (respectivement 5 et 6 jours). La tendance décroissante (pente de  $-0.03 \text{ \%}/\text{kPa/jour}$ ,  $R = -0.3$ ) entre le 'suspension index' et la consolidation des dépôts est encore plus dispersée et moins claire (Figure IV.18 b), mais cette variable semble plus faible pour les dépôts consolidés par rapport aux dépôts frais. La consolidation des dépôts semble donc négativement corrélée à l'érodibilité : plus les dépôts sont consolidés, plus l'érosion a lieu tardivement et est lente.

Un facteur supplémentaire permet d'expliquer la variabilité observée sur certains points de la Figure IV.18 : c'est le débit de pointe atteint lors de la crue (Tableau IV.6). En effet, nous pouvons supposer qu'un débit plus élevé lors de la crue permet de transporter (et donc de déposer) des particules plus grossières. Cela permet d'expliquer le premier point pour le Galabre dont la durée de consolidation est de 3 jours et la contrainte critique plus élevée et le suspension index plus faible que les points suivants (Figure IV.18). Ce point correspond à la crue de juillet dont le débit de pointe est de  $2.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , plus élevé que les débits de pointe des crues suivantes sur le Galabre (Tableau IV.6). Il en est de même pour l'Isère, le même raisonnement est valable pour expliquer la résistance accrue du point à 62 jours (campagne de mars 2018) par rapport à celui à 72 jours (campagne d'avril 2021).



### IV.3 Variabilité temporelle de l'érodibilité

Tableau IV.6 : Caractéristiques du dernier événement qui a précédé chaque campagne de mesure sur le Galabre et sur l'Isère, NQ signifie non-quantifié.

Galabre	07/19	08/19	02/20	10/20	03/21
<b>Date du dernier événement</b>	03/06/19	22/08/19	17/01/20	02/10/20	10/02/21
<b>Temps depuis le dernier événement (jours)</b>	3	5	26	6	45
<b>Flux de MES pendant le dernier événement (t)</b>	1359	7.1	50	454	NQ
<b>Débit de pointe (<math>m^3 \cdot s^{-1}</math>)</b>	2.4	0.2	1.6	2	0.8
<b>Matériaux transportés pendant le dernier événement</b>	Molasse	Marne	Marne	Marne	-
Isère	03/18	10/19	03/20	07/20	04/21
<b>Date(s) du (des) dernier(s) événement(s)</b>	23-24 janvier	25 juillet au 25 août	2 au 6 février	1 au 10 mai (chasse) et 23 au 25 mai	18 janvier au 13 février
<b>Temps depuis le(s) dernier(s) événement(s) (jours)</b>	62	45	30	40	72
<b>Flux de MES pendant le(s) dernier(s) événement(s) (kt)</b>	98	30	220	354	33
<b>Débit de pointe (<math>m^3 \cdot s^{-1}</math>)</b>	210	100	390	370	180

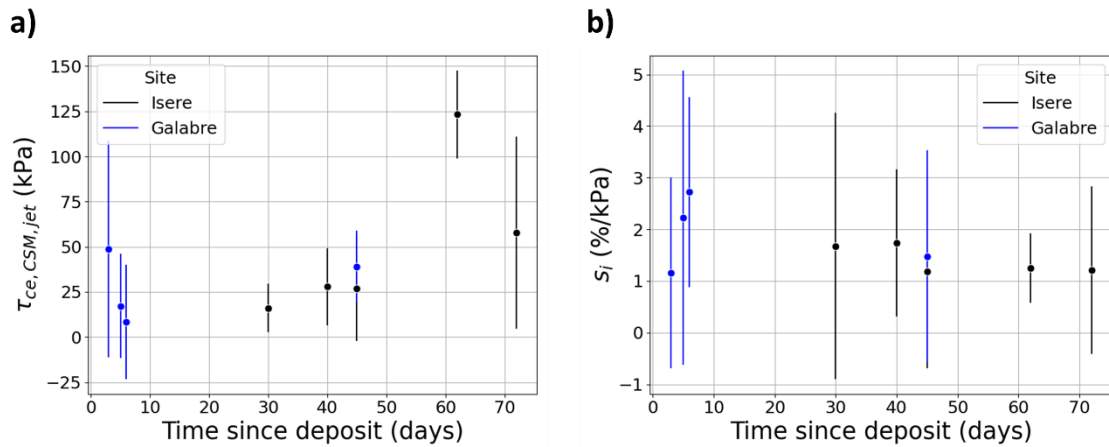


Figure IV.18 : Evolution de la pression critique de jet et suspension index en fonction de la durée qui sépare la dernière crue et la campagne de mesure. Les points représentent la médiane et les barres verticales sont les écart-types de chaque variable.

### IV.3.2.2 *Activité biologique*

Les teneurs en matières organiques sont souvent considérées comme un facteur essentiel influençant l'érodibilité dans de nombreuses études de la littérature (Grabowski et al., 2011; Lick and Mcneil, 2001). Ces teneurs n'ont pas été mesurées systématiquement sur les échantillons collectés lors des campagnes de mesures. Seules quelques mesures sont disponibles pour la campagne d'avril 2021 sur l'Isère. Néanmoins, contrairement aux environnements estuariens, les sédiments fins de nos sites d'étude sont en général composés de peu de matière organique. En effet, les sédiments sont essentiellement minéraux et la part de matière organique est limitée, n'excédant pas en général 1 % sur l'Isère (Legout et al., 2018; Némery et al., 2013). Ce facteur est donc supposé avoir moins d'influence sur la variabilité de l'érodibilité comparé à la nature changeante des sédiments et à leur consolidation. Malgré cela, une quantité importante de biofilm a été observée (couche de surface verte, Figure IV.19) sur l'Isère lors de la campagne d'avril 2021. Nous avons mesuré la part de matières organiques sur les différentes zones de dépôts lors de cette campagne et elle atteint plus de 3 % dans les zones les plus riches en matière organique. Le développement de ce biofilm lors de cette campagne peut s'expliquer par (i) les températures douces qui ont eu lieu avant la campagne, favorisant le développement d'activité biologique et (ii) les faibles débits pendant les mois de mars et avril précédents la campagne ayant peu ou pas inondés les dépôts sur cette période. La quantité importante de biofilm lors de cette campagne apporte des éléments explicatifs des valeurs et de la variabilité élevée de la pression critique (Figure IV.18 a).



Figure IV.19 : Visualisation d'une couche de biofilm verte sur des dépôts de l'Isère lors de la campagne d'avril 2021.

### *IV.3.3 CONCLUSIONS SUR LA VARIABILITE TEMPORELLE*

L'analyse des mesures effectuées pendant les différentes campagnes sur les deux sites d'études ont mis en évidence la forte variabilité temporelle de l'érodibilité des sédiments déposés sur les deux sites d'études. La variabilité temporelle est plus importante que la variabilité spatiale sur les campagnes réalisées. Plusieurs éléments permettent d'expliquer cette forte variabilité dans le temps comme le dépôt de sédiments de nature différente après un ou plusieurs événements entre les campagnes et la consolidation des sédiments entre leur dépôt et la mesure. La présence de biofilm semble être un facteur secondaire mais permettent d'expliquer une part de la variabilité observée sur certaines campagnes de mesures.

## IV.4 CONCLUSION

Ce chapitre a mis en évidence une variabilité spatiale et temporelle significative de la résistance des dépôts cohésifs sur les deux sites d'études.

La variabilité spatiale a été analysée sur la base des mesures de la campagne d'août 2019 sur le Galabre et de juillet 2020 sur l'Isère. La variabilité de l'érodibilité obtenue par le CSM a été confrontée aux mesures d'humidité volumique, de granulométrie ainsi qu'à la position et altitude des dépôts. Les deux sites d'études présentent (i) une grande variabilité spatiale de l'érodibilité et (ii) une forte corrélation entre l'érodibilité (par le CSM) et l'humidité volumique des dépôts, elle-même liée à la position et altitude des dépôts sur les bancs.

La variabilité temporelle a ensuite été étudiée à partir des différentes campagnes de mesures sur chaque site. Les mesures montrent que la variabilité temporelle est supérieure à la variabilité spatiale observée pour chaque campagne de mesure. Deux facteurs principaux ont été analysés pour expliquer la variabilité temporelle observée. Elle peut être (i) causée par la nature différente des dépôts entre les campagnes, bien visible sur le Galabre du fait de la distinction selon la couleur du dépôt entre les particules d'origine marneuse et molassique, et (ii) liée à la consolidation du dépôt s'il a eu lieu longtemps (1 à 2 mois) avant la campagne de mesure.

# Chapitre V Intérêt des mesures spatialisées de l'érodibilité pour la modélisation numérique : application sur le site du Galabre

---

**Ce chapitre est rédigé sous forme d'un article scientifique en préparation pour Journal of Soils and Sediments.**

## V.1 INTRODUCTION

Par défaut les modèles numériques hydro-sédimentaires 2D en rivière considèrent un unique jeu de variables pour l'érodibilité dans le domaine spatial modélisé (section 1.2.3.2). Au regard des résultats des deux chapitres précédents, la question se pose de savoir dans quelle mesure la prise en compte de variabilité spatiale de l'érodibilité pourrait modifier les sorties de modélisation numérique hydro-sédimentaire 2D. L'objectif de ce chapitre est d'analyser la sensibilité du modèle numérique à la variabilité de l'érodibilité sur la base des mesures in situ réalisées sur le Galabre lors de la campagne d'août 2019 et présentées dans le chapitre précédent. Pour rappel, ces mesures in situ ont montré que selon la position du dépôt, le comportement des sédiments diffère : la zone marginale est résistante alors que la zone surfacique est peu résistante. Nous allons donc caractériser dans ce chapitre la sensibilité de la modélisation numérique à la spatialisation des variables d'érosion dans les différentes zones. Le cadre de ce chapitre se limite alors aux événements purement érosifs.

Comme les choix de paramétrisation des modèles numériques dépendent des mesures à disposition, nous allons considérer deux cas distincts : i) celui où la distribution de la variabilité de l'érodibilité est bien capturée à travers un nombre important de mesures réalisées in-situ et ii) celui où un nombre de mesures

moins important est à disposition, la distribution statistique des variables n'étant donc pas forcément bien estimée. Pour chacun de ces deux cas, les deux questions suivantes sont traitées :

- Comment la variabilité spatiale des descripteurs de l'érosion (i.e. contrainte critique et taux d'érosion) impacte-t-elle les masses érodées modélisées ?
- Quel est l'intérêt de distinguer la variabilité inter-zones des descripteurs de l'érosion dans les modélisations plutôt que d'attribuer une valeur unique sur l'ensemble du domaine ?

## V.2 MATERIEL ET METHODES

### V.2.1 MODELISATION NUMERIQUE D'UN TRONÇON DU GALABRE

Un modèle numérique hydro-sédimentaire TELEMAC-2D – GAIA (T2D-GAIA) a été construit sur le Galabre dans le cadre d'un stage de fin d'études réalisé au Laboratoire Hydraulique Saint-Venant (Montariol, 2021). Le modèle s'étend sur 1 km à l'amont de la station aval du Galabre : « Riple ». Les données utilisées pour construire le modèle numérique de terrain (MNT), le paramétrage du modèle ainsi que la calibration de l'hydrodynamique sont présentés dans cette section.

#### V.2.1.1 Construction d'un modèle T2D-GAIA sur le tronçon du Galabre

##### V.2.1.1.1 Construction du MNT

Pour la construction du MNT sur le Galabre, nous disposons de données issues d'un LIDAR datant du 25/10/18 et de données photogrammétriques d'un vol drone réalisé le 06/09/19. La comparaison de ces données avec des mesures dGPS réalisées sur le site lors de la campagne d'août 2019 a mis en évidence les points suivants :

- Le talweg est bien approximé par une interpolation des données photogrammétriques du vol drone. Pour estimer la précision de ce MNT, une comparaison des altitudes des points mesurés au dGPS avec celles obtenues par photogrammétrie a été réalisée. Un écart moyen de 10 cm a été identifié entre ces altitudes et considéré comme acceptable au vu de la granulométrie du lit.
- Dans les zones végétalisées [bancs végétalisés (Figure V.1) et berges], la comparaison entre les données dGPS, photogrammétrie et LIDAR a montré que le MNT le plus fidèle aux observations dans ces zones est le LIDAR. Néanmoins, le LIDAR est la source d'information la plus ancienne (environ 1 an) par rapport à la campagne que l'on souhaite modéliser. Comme le lit du Galabre a évolué depuis octobre 2018 (en particulier après la crue de début 2019, dont les débits dépassent  $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Figure II.13), nous avons choisi :
  - d'utiliser les données LIDAR pour estimer la topographie des berges dans le MNT car ces zones n'ont pas évolué depuis le levé LIDAR,



- d'interpoler linéairement la topographie des bancs végétalisés à partir des données de photogrammétrie les plus proches.
- Comme pour l'Isère, le modèle du Galabre est étendu à l'amont et à l'aval de la zone d'intérêt (Figure V.1) sous la forme d'un canal rectiligne de 700 m de longueur (une distance de 100 m aurait suffit) conservant la même pente du lit (2 %) pour éviter l'influence des conditions aux limites sur les zones d'intérêt.

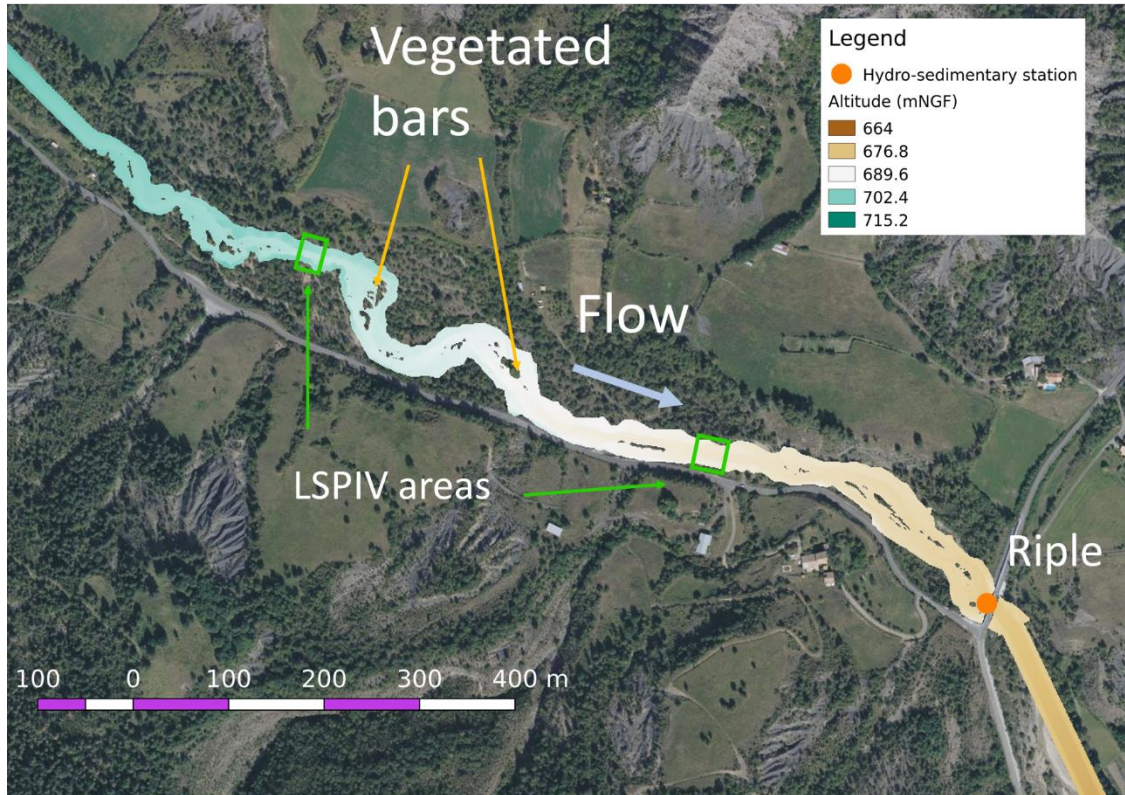


Figure V.1 : Modèle numérique de terrain construit sur le tronçon du Galabre.

### V.2.1.1.2 Hypothèses et paramètres numériques

Le modèle se base sur un maillage triangulaire non structuré et non uniforme. Trois maillages de tailles différentes (tailles maximales de mailles de 1 m, 0.5 m et 0.25 m) ont été réalisés et une étude de sensibilité du modèle à la résolution du maillage a été réalisée (présentée dans la section V.2.1.2).

Le paramétrage et hypothèses retenus pour l'hydraulique sont les suivants :

- Deux lois de frottements (Strickler et Nikuradse) et pour chacune une série de plusieurs valeurs du paramètre de frottement a été testé. Les résultats de la calibration du coefficient de frottement sont présentés dans la section V.2.1.3.
- L'hypothèse de viscosité turbulente constante a été choisie avec  $\nu_t = 0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ .
- Un hydrogramme est imposé à la condition limite amont et une hauteur d'eau basée sur une approximation à partir de la loi de Manning-Strickler avec approximation d'un canal rectiligne est imposée à l'aval du modèle selon  $Q = K.b.\sqrt{S_0}.h^{3/5}$  où  $Q [\text{m}^3.\text{s}^{-1}]$  est le débit liquide,

## V.2 Matériel et méthodes

$K [m^{1/3}.s^{-1}]$  est le coefficient de Strickler,  $b [m]$  est la largeur du lit mineur,  $S_0 [-]$  est la pente du lit et  $h [m]$  est la hauteur d'eau. Il a été vérifié qu'un écart de  $\pm 20 \text{ cm}$  à la condition limite aval n'influence pas l'hydraulique du tronçon d'intérêt.

Le paramétrage et hypothèses retenus pour le transport sédimentaire sont les suivants :

- Le fond est considéré comme non-érodable : les évolutions morphologiques du lit de la rivière et des bancs de galets ne sont donc pas reproduites. Effectivement, dans ce modèle, les simulations visent uniquement à reproduire l'érosion de sédiments cohésifs initialement présents à la surface du lit du Galabre. Nous estimons que pour les événements modélisés (section V.2.2.2.1), les débits ne sont pas morphogènes et qu'il n'y a pas de mobilité des éléments grossiers du lit du Galabre.
- Seule l'eau claire entre dans le domaine par la condition amont : il n'y a pas de MES car nous nous intéressons uniquement à la reprise de sédiments présents initialement dans le lit.
- Différentes paramétrisations des variables d'érodibilité des sédiments cohésifs ont été choisies et sont présentées dans les différents scénarii de modélisation réalisés (section V.2.2.2.2).

### V.2.1.2 Sensibilité hydrodynamique au maillage

Pour choisir le maillage le plus adapté à une modélisation hydro-sédimentaire des flux de sédiments cohésifs liée aux érosions et dépôts de fines, une étude de sensibilité à la taille des mailles a été réalisée. Trois tailles de mailles ont été comparées : de 1, 0.5 et 0.25 m. Les résultats numériques de ces trois maillages ont été confrontés aux mesures de lignes d'eau réalisées pendant les campagnes du 10/05/2019 ( $Q = 0.193 \text{ m}^3.s^{-1}$ ), du 27/05/2019 ( $Q = 0.742 \text{ m}^3.s^{-1}$ ) et du 29/08/2019 ( $Q = 0.083 \text{ m}^3.s^{-1}$ ). Un indicateur d'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre la ligne d'eau simulée et la ligne d'eau mesurée a été calculé pour chaque maillage et chaque débit. L'erreur moyenne sur la ligne d'eau est de l'ordre de 10 à 15 cm pour toutes les tailles des mailles (Tableau V.1). Cette erreur moyenne sur la ligne d'eau sur le tronçon est acceptable étant donnée les incertitudes sur le MNT (du même ordre de grandeur), notamment dans les zones interpolées. Les lignes d'eau modélisées sont donc relativement peu sensibles à la taille des mailles pour les trois maillages comparés.

Les champs de vitesses simulés pour les trois maillages ont également été comparés qualitativement sur différentes zones du tronçon modélisé du Galabre (Figure V.2). Les résultats sont similaires entre les trois maillages en termes d'intensité de la vitesse de l'écoulement, mais les simulations avec des tailles de mailles de 0.5 et de 0.25 m capturent mieux les variations locales des directions de l'écoulement (cercles blancs sur la Figure V.2), particulièrement dans les zones de recirculation et de faible vitesse. Ces zones de recirculation sont dues à la présence de graviers, de galets ou de blocs (pris en compte dans le MNT) qui ralentissent l'écoulement en aval. Plus la taille des mailles est proche des tailles caractéristiques de ces éléments, plus le modèle est capable de reproduire les variations des champs de vitesses. Il est important de bien capturer les directions de l'écoulement qui peuvent impacter l'érosion des sédiments. Par ailleurs, les différences semblent plus importantes entre les maillages de 1 et de 0.5 m que celles entre les maillages de 0.5 et de 0.25 m. Ces éléments nous ont conduits au choix du maillage intermédiaire avec une taille de maille maximale de 0.5 m. Cela permet d'avoir un compromis entre une bonne reproduction des hauteurs d'eau et des vitesses et un temps de calcul réduit. A titre indicatif, pour ce maillage, le



domaine compte 540 655 nœuds. Un pas de temps égal à 0.1 s a été choisi. Les calculs sont parallélisés et réalisés sur un cluster de calcul en utilisant 100 processeurs<sup>8</sup>.

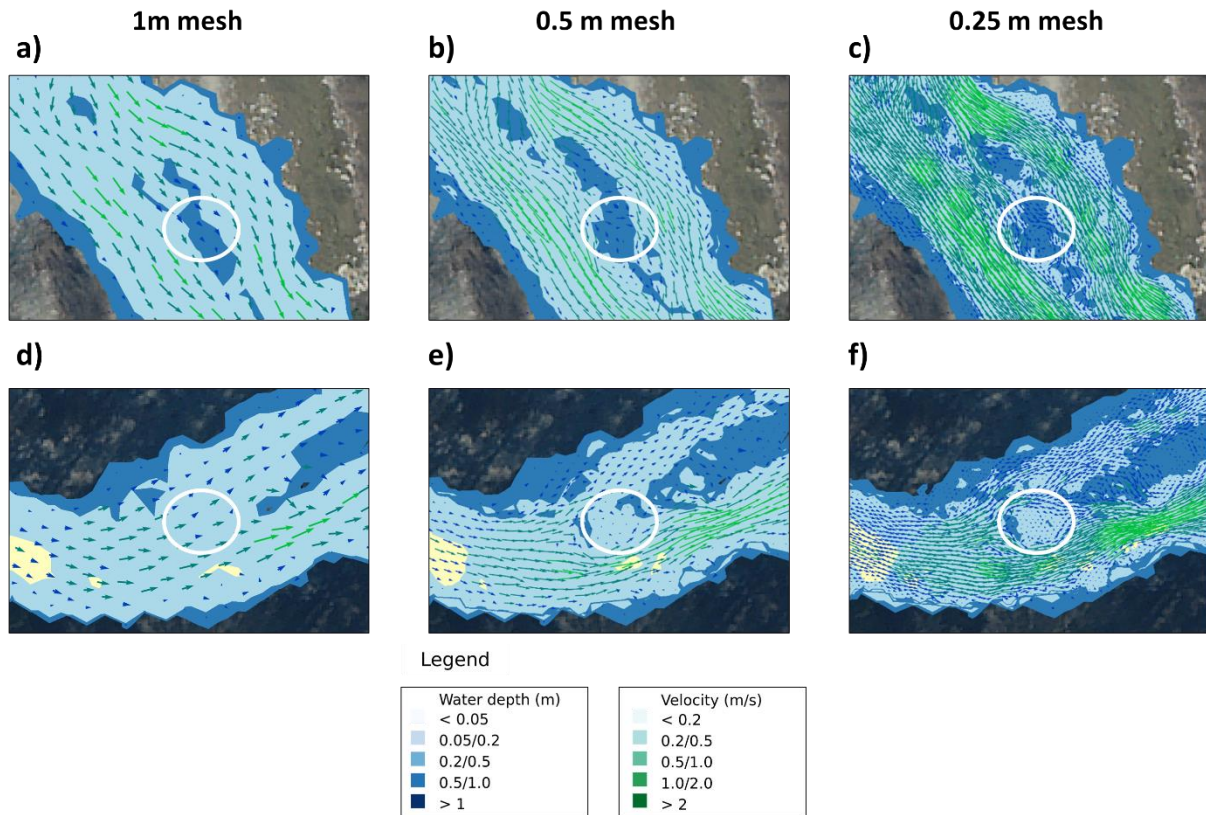


Figure V.2 : Hauteurs d'eau et champs de vitesses simulés avec un débit  $Q = 0.742 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour les trois maillages testés au niveau de deux zones du tronçon : (a) et (d) maillage grossier de 1 m, (b) et (e) maillage intermédiaire de 0.5 m et (c) et (d) maillage le plus fin de 0.25 m. Les cercles blancs illustrent des zones où il existe des différences importantes entre les maillages.

Tableau V.1 : RMSE (cm) entre les lignes d'eau simulées et mesurées pour les trois maillages testés pour les campagnes de mesures des 10/05/2019, 27/05/2019 et 29/08/2019.

Débit	RMSE pour différentes tailles des mailles		
	1 m	0.5 m	0.25 m
$Q = 0.193 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (10/05)	7	7	9
$Q = 0.742 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (27/05)	14	14	17
$Q = 0.083 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (29/08)	17	17	15

<sup>8</sup> Un calcul hydro-sédimentaire d'une crue de 6h dure environ 3h sur 100 processeurs.

### V.2.1.3 Calibration du coefficient de frottement

Les lois de Strickler et de Nikuradse ont été testées lors de la phase de calibration du coefficient de frottement. Pour la loi de Strickler, les valeurs du coefficient de frottement testées varient entre 25 et  $45 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$  par pas de  $5 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$  et pour la loi de Nikuradse, les valeurs 2.5, 5, 10, 15 et 20 *cm* du paramètre de rugosité ont été testées.

La calibration du coefficient de frottement du modèle du Galabre s'appuie sur les mesures suivantes :

- Lignes d'eau mesurées à bas débits par dGPS pendant les campagnes de mesures de mai et d'août 2019 : 10/05/19 ( $Q = 0.193 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), 27/05/19 ( $Q = 0.742 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et 29/08/19 ( $Q = 0.083 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).
- Champs de vitesses mesurés à bas débit (environ  $0.6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) par LSPIV pendant la campagne de mesure du 27/05/19 sur deux zones du tronçon (Figure V.1).
- Champs de vitesses mesurés en crue par LSPIV à la station aval « Riple » : 8 mesures LSPIV basées sur 7 vidéos prises le 25/05/19 et 1 vidéo prise le 15/10/19 avec des débits compris entre 1 et  $6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .
- Hauteur d'eau en crue sur des points de calage visibles par 3 appareils photos timelapse installés sur le tronçon du Galabre.

Les comparaisons des différents paramétrages avec les mesures sont synthétisées dans le Tableau V.2. Les erreurs sur les lignes d'eau simulées sont toutes inférieures à 20 *cm* et pour une grande partie des débits inférieures à 10 *cm*. Le modèle reproduit donc correctement les lignes d'eau à la fois à l'étiage et en crue et les hauteurs d'eau en sortie du modèle sont peu sensibles à la valeur du frottement. Les lignes d'eau en crue sont mieux reproduites que celles à l'étiage. A l'étiage, les hauteurs d'eau sont de l'ordre du décimètre, comparables aux tailles des éléments grossiers du lit du Galabre et donc à l'incertitude sur le MNT. Les erreurs sur les champs de vitesses sont plus importantes et très sensibles au paramètre de frottement. Entre un coefficient de Strickler de 25 et  $45 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ , l'erreur sur la vitesse maximale est multipliée par plus de 10 pour certains débits (Tableau V.2).

Les simulations permettant d'avoir des bons résultats à la fois pour les lignes d'eau et les champs de vitesses sont obtenues avec la loi de Strickler et un coefficient  $K_s = 25 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$  (Tableau V.2). Pour cette valeur, l'erreur moyenne totale est de l'ordre de 9 *cm* (entre 20 et 50 % de la hauteur d'eau moyenne) sur les lignes d'eau et 11 *cm/s* (entre 15 et 30 % de la vitesse moyenne) sur les vitesses. Cette valeur a donc été retenue par la suite.

Les champs de vitesses simulés en crue et à l'étiage pour ce paramètre de frottement sont globalement en accord avec les champs de vitesses mesurés (Figure V.3). Les ordres de grandeurs des vitesses ainsi que les profils de vitesses sur les transects sont bien reproduits par le modèle, malgré des écarts plus prononcés en crue à la station aval (Figure V.3 a,b,c) qu'à l'étiage à l'amont (Figure V.3 d,e,f). Les écarts observés sont dus à la fois aux interpolations de la topographie du lit dans le MNT et au ralentissement de l'écoulement à l'étiage au niveau de blocs grossiers présents dans le lit, non capturés par le modèle. On remarque en particulier un « décrochage » du profil de vitesse mesuré au niveau de certains points (Figure V.3) lié à ces blocs. Pour cela, l'erreur sur les vitesses, de l'ordre de 10 à 20 *cm/s* selon les débits considérés est acceptable.

Le coefficient de frottement retenu de  $K_s = 25 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$  peut être mis-en parallèle de mesures granulométriques effectuées sur le Galabre en juin 2021. A partir de 6 mesures réalisées par la méthode de Fehr (décrite par Detert et Weitbrecht, 2012) dans des zones contrastées en tailles de graviers sur les bancs, une estimation d'une distribution granulométrique moyenne est obtenue. Le diamètre médian obtenu est  $d_{50} = 3.5 \text{ cm}$  et le 90<sup>ème</sup> centile est d'environ  $d_{90} = 10 \text{ cm}$ . Cela correspond à un coefficient de Strickler d'environ  $38 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ . Le coefficient obtenu par calibration est donc inférieur à celui obtenu par la granulométrie sur les bancs de graviers. Néanmoins, les mesures de granulométrie ont été effectuées principalement sur les bancs où les graviers sont plus petits que ceux dans le talweg, pouvant ainsi expliquer la surestimation du coefficient de Strickler par la granulométrie.

Il est important de souligner également qu'une valeur uniforme du coefficient de frottement est utilisée sur l'ensemble du domaine. Ce choix méthodologique est critiquable, en particulier au regard de la grande hétérogénéité de la granulométrie sur le Galabre. Cependant, nous ne disposons pas d'assez de mesures spatialisées de granulométrie des graviers sur le tronçon pour pouvoir cartographier la granulométrie et spatialiser le frottement sur le domaine.

Tableau V.2 : RMSE entre les simulations et les mesures sur les lignes d'eau à l'étiage et en crue et écart sur les vitesses maximales simulées au niveau des zones LSPIV en crue à la station aval (Riple) et à l'étiage sur les deux sites LSPIV indiqués en Figure V.1. Les erreurs sont évaluées pour différentes valeurs du paramètre de Strickler variant entre  $K_s = 25$  et  $45 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$  et différentes valeurs du paramètre de rugosité de lit avec la loi de Nikuradse variant entre 2.5 et 20 cm.

Campagne/crue	Débit ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )	Paramètre de Strickler ( $\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ )					Paramètre de Nikuradse : rugosité (cm)				
		25	30	35	40	45	2.5	5	10	15	20
		<b>RMSE (cm) sur les lignes d'eau à l'étiage</b>									
<b>10/05/19</b>	<b>0.19</b>	7	7	8					7	7	7
<b>27/05/19</b>	<b>0.74</b>	14	14	14					14	14	14
<b>29/08/19</b>	<b>0.07</b>	17	17	17					18	18	18
		<b>RMSE (cm) sur les hauteurs d'eau en crue</b>									
	<b>1.4</b>	9	8	7	7	7	7	8	8	8	8
	<b>1.7</b>	6	4	3	2	2	2	3	4	5	10
	<b>2.26</b>	4	4	4	4	4	5	4	4	3	3
	<b>2.43</b>	4	3	2	1	1	1	1	2	1	1
	<b>5.65</b>	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
<b>RMSE moyen (cm)</b>		8.8	8.3	8	4.6	4.6	4.8	5	8.3	8.1	8.8
		<b>Erreur (cm/s) sur la vitesse maximale des champs de vitesse (LSPIV)</b>									
<b>En crue (Station aval 'Riple') : 25/05/19</b>	<b>1.43</b>	9	19	49	63	64	58	61	30	6	6
	<b>4.4</b>	17	53	66	102	123	130	102	61	55	39
	<b>5.6</b>	22	8	45	69	92	100	71	26	8	1
	<b>4.05</b>	5	22	42	76	95	102	60	38	31	15
	<b>3.2</b>	10	34	47	61	92	76	61	51	26	3
<b>A l'étiage (Zones LSPIV Figure V.1) : 27/05/19</b>	<b>0.6</b>	2	6	12	17	21	23	16	9	3	2
	<b>0.7</b>	12	2	7	15	23	23	13	0	8	13
<b>Erreur moyenne (cm/s)</b>		11	21	40	53	73	73	55	31	20	12

## V.2 Matériel et méthodes

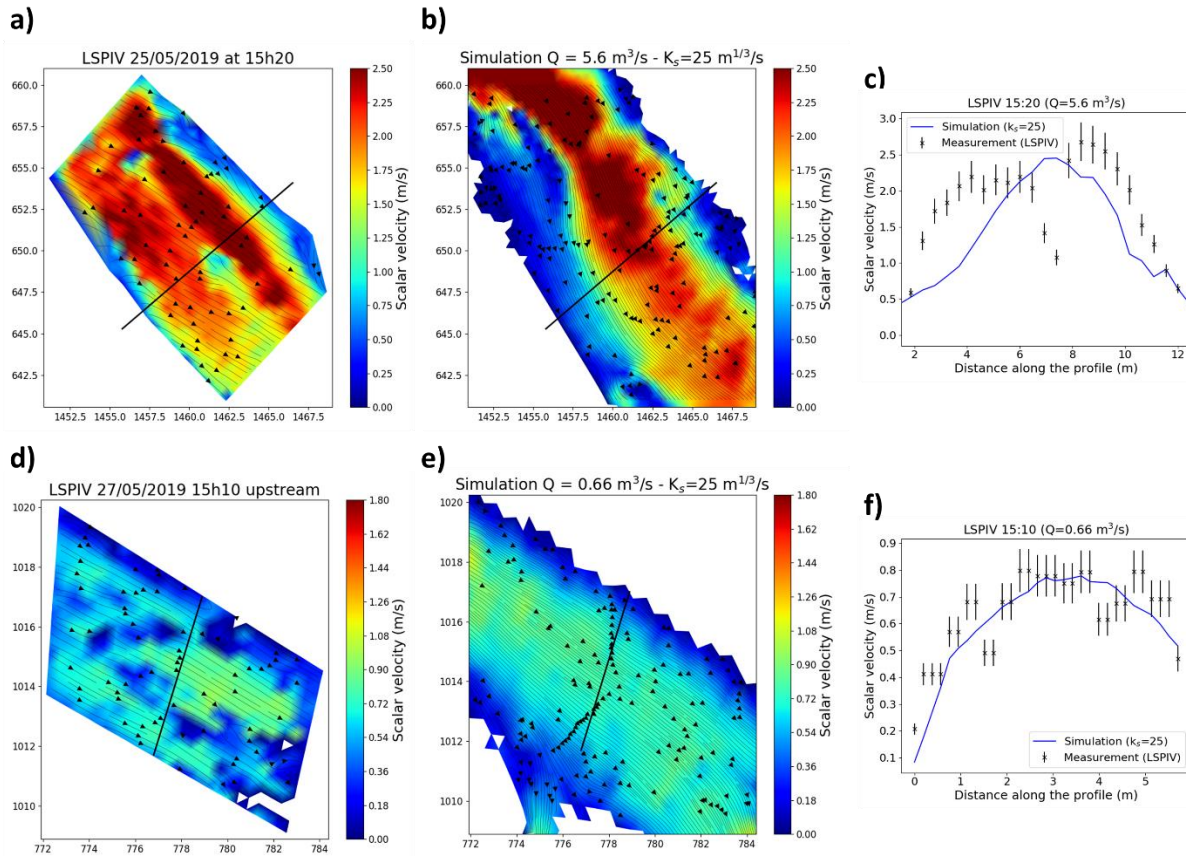


Figure V.3 : Comparaison des champs de vitesses mesurés (LSPIV) et simulés (Strickler de  $K_s = 25 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ ) (a,b,c) à la station Riple en crue le 25/05/19 à 15h20 ( $Q = 5.6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et (d,e,f) à la zone LSPIV la plus à l'amont identifiée sur la Figure V.1 à l'étiage le 27/05/19 à 15h10 ( $Q = 0.6 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Les profils de vitesses en (c) et (f) sont ceux tracés en noir sur les figures 2D.

## V.2.2 PARAMETRAGE SEDIMENTAIRE DU MODELE ET SCENARII SIMULES

### V.2.2.1 Génération de l'état initial à partir des mesures

#### V.2.2.1.1 Propriétés des dépôts

La répartition spatiale et les épaisseurs des sédiments cohésifs à l'état initial dans le modèle numérique s'appuient sur les résultats de la campagne de mesure de fin août 2019, présentés dans la section IV.2 (Haddad et al., 2022).

Les principaux enseignements de l'analyse des mesures sont résumés ci-dessous :

- Il existe une forte variabilité de l'érodibilité des dépôts de sédiments fins.

- Il existe une structuration spatiale de l'érodibilité, en fonction de l'humidité du dépôt :
  - Les dépôts très humides (humidité volumique > 50 %) et très secs (humidité volumique < 15 %) sont peu résistants.
  - Les dépôts ayant une humidité moyenne (entre 15 et 50 %) sont les plus résistants.

L'humidité étant bien corrélée à l'altitude du dépôt de sédiment par rapport au niveau d'eau (Figure V.4 a), les dépôts de sédiments fins sont donc ici divisés en trois catégories (dépôts de surface, dépôts marginaux et dépôts saturés en eau), selon leur altitude par rapport au niveau d'eau :  $Dz < 5 \text{ cm}$  pour les dépôts saturés en eau,  $Dz > 25 \text{ cm}$  pour les dépôts surfaciques et  $5 < Dz < 25 \text{ cm}$  pour les dépôts marginaux. L'épaisseur des dépôts est du même ordre de grandeur (environ 5 cm en moyenne) dans chaque zone (Figure V.4 b). La Figure V.4 (c,d) présente les variables d'érodibilité pour ces 3 zones. La contrainte critique d'érosion  $\tau_{ce}$  est très variable entre les différentes zones de dépôt alors que les différences entre zones sont moins prononcées pour la constante de Partheniades  $M$ . Les dépôts dans les zones marginales sont les plus résistants et les dépôts dans les zones surfaciques sont les moins résistants.

### V.2.2.1.2 Délimitation des zones de dépôt sur le MNT

Sur le Galabre, le stock de matériaux fins dans le lit est susceptible de se reconstituer durant l'été à travers des crues concentrées en MES (concentration souvent supérieure à 100 g/L) et à débits plutôt faibles (de l'ordre de  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Les crues qui ont eu lieu durant les mois de juillet et août 2019 illustrent bien cela (Figure IV.5). Les crues déposent des sédiments à différentes altitudes selon le débit de pointe de la crue. La crue de juillet 2019 a déposé des sédiments molassiques dans les zones surfaciques car le débit atteint était élevé alors que les crues d'août 2019 ont déposé des sédiments marneux dans les zones marginales et proches du talweg (zone saturée en eau) car le débit était plus faible.

Le MNT du modèle est une approximation de la réalité. Pour cela, afin de définir l'état initial du lit dans le modèle, les zones de dépôt potentielles ont été définies à partir de cartes de mise en eau du domaine. Le MNT du lit du Galabre a alors été divisé en 4 zones en fonction des débits d'été :

- A. Une zone d'écoulement pour les débits d'étiage correspondant à la zone du talweg où les contraintes hydrauliques sont élevées et ne permettent pas de dépôt.
- B. Une zone régulièrement inondée pendant l'été lors de crues très faibles occasionnant le dépôt de sédiments fins à proximité de l'écoulement. Il s'agit de la zone labellisée dépôts saturés en eau.
- C. Une zone inondée par les crues d'été faibles qui constitue la zone de dépôts marginaux.
- D. Une zone inondée uniquement par les débits les plus forts atteints lors des crues d'été qui constitue la zone de dépôts surfaciques.

Pour définir les gammes de débits associés à ces différentes zones de submersion dans le MNT, une analyse des débits estivaux du Galabre sur la période 2007-2019 a été réalisée. Selon la distribution des débits lors des trois mois de faible débit (juillet, août et septembre) un débit  $Q = 0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a été défini comme limite supérieure pour les zones toujours inondées (A) (Figure V.5 a). La zone régulièrement inondée (B) a été définie dans la gamme  $0.05 < Q < 0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , la limite haute correspondant au débit moyen lors de la campagne de mesure d'août 2019 et se situant dans la gamme haute des débits de l'été (Figure V.5 a). La zone (C) inondée par les crues d'été a été définie pour des débits entre 0.1 et  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Figure V.5 b). Cette valeur de  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  correspond à la moyenne des maximums des crues observées durant l'été. Enfin, les zones (D) ont été définies dans les zones inondées pour des débits variant entre 1 et  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Figure

## V.2 Matériel et méthodes

V.5 b). Nous considérons qu'au-delà de  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  les débits peuvent être morphogènes et qu'il peut exister des processus différents d'érosion des sédiments cohésifs du lit en lien avec la mobilité des graviers.

Des simulations hydrodynamiques en régime permanent ont été réalisées pour chacun des débits seuils identifiés ( $0.05$ ,  $0.1$ ,  $1$  et  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) pour obtenir les extensions spatiales définissant les limites de chaque zone (Figure V.6). L'épaisseur de dépôt dans chaque zone a été fixée à  $5 \text{ cm}$  (Figure V.4 b). La masse totale de sédiments cohésifs présente dans le lit est donc de  $819 \text{ t}$  dont  $50 \%$  dans les zones de dépôts surfaciques,  $41 \%$  dans les zones de dépôts marginaux et  $9 \%$  dans les dépôts saturés en eau (Tableau V.3).

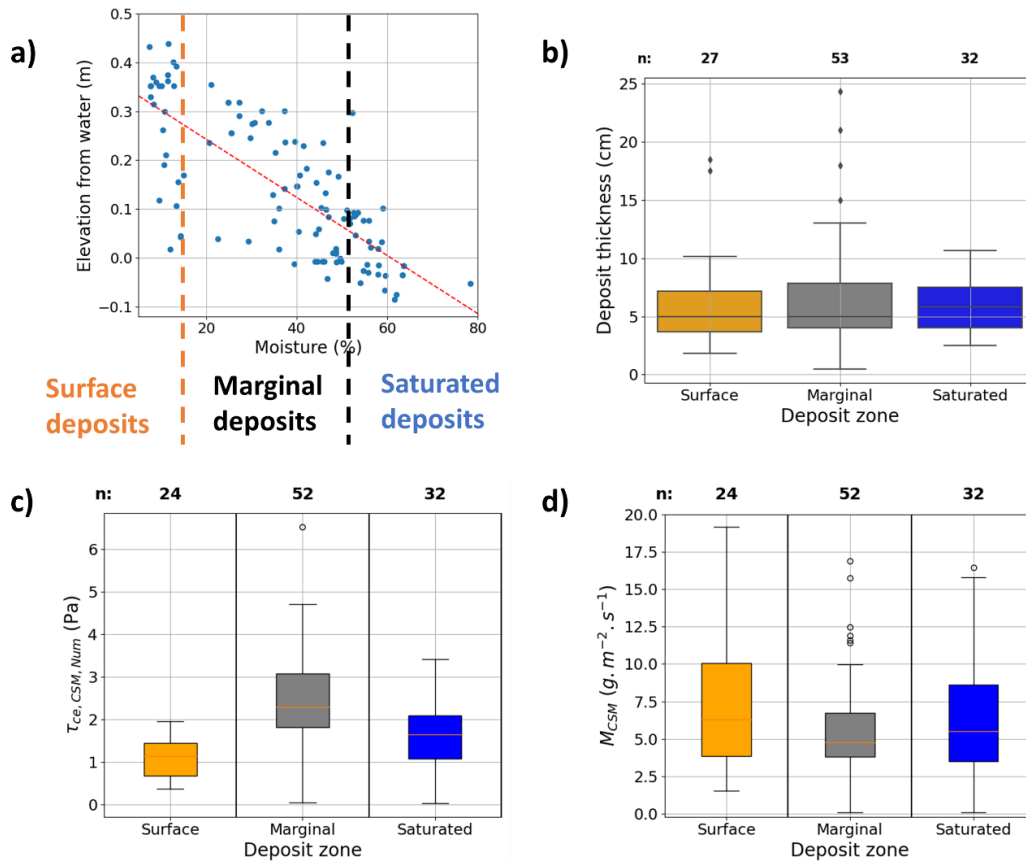


Figure V.4 : Caractéristiques des mesures réalisées lors de la campagne d'août 2019 sur le Galabre : (a) altitude de la zone de dépôt par rapport à la surface libre en fonction de l'humidité volumique, (b) épaisseurs des dépôts, (c) contraintes critiques et (d) constantes de Partheniades.  $n$  correspond au nombre de mesures réalisées pour chacune des trois zones de dépôt distinguées (saturée en eau, marginale et surfacique).

Tableau V.3 : Masse et volumes de sédiments cohésifs dans chaque zone à l'état initial (août 2019).

Zone	Surface du dépôt ( $\text{m}^2$ )	Epaisseur (cm)	Volume ( $\text{m}^3$ )	Masse (t)	% de la masse totale
Surfacique	4960	5	248	410	50%
Marginale	4077	5	203	336	41%
Saturée en eau	893	5	44	73	9%
<b>Total</b>	<b>9920</b>	-	<b>495</b>	<b>819</b>	-



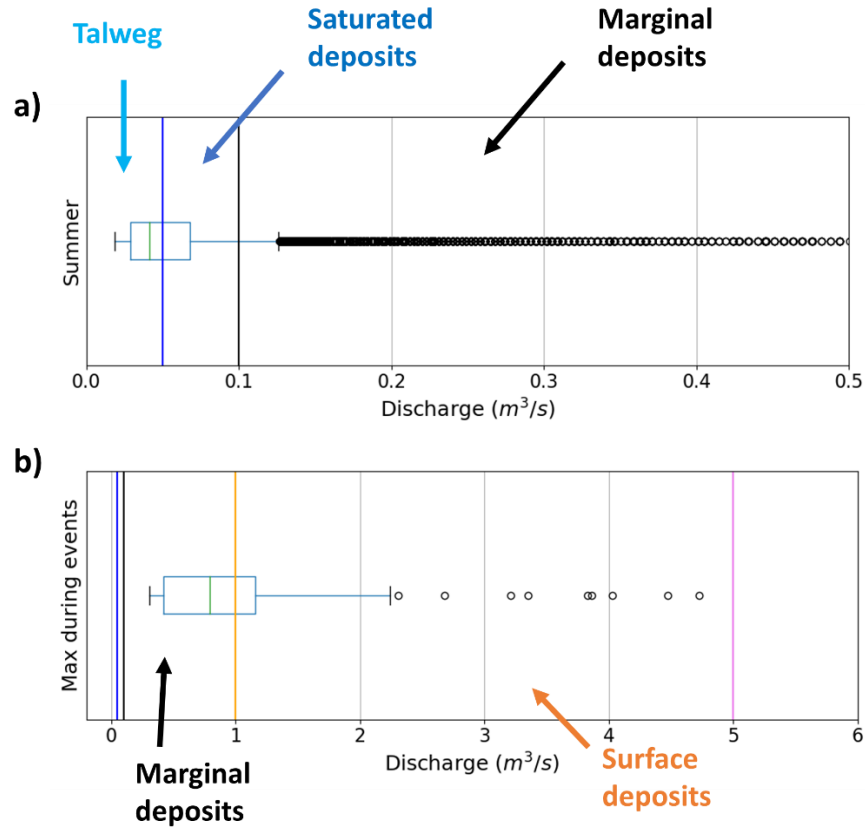


Figure V.5 : (a) Distribution des débits du Galabre durant l'été (Juillet, août et septembre) et (b) distribution des maxima de débits atteints lors des crues d'été (total de 56 événements d'été sur la période 2007-2019).

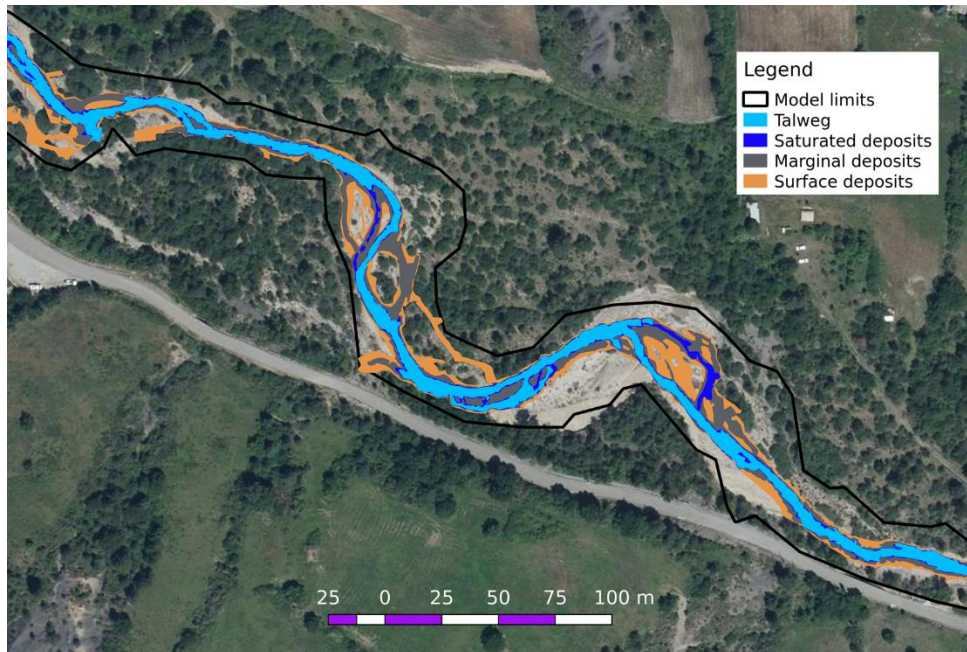


Figure V.6 : Extensions spatiales des différentes zones : zone d'écoulement (talweg), zone de dépôts saturés en eau, zone de dépôts marginaux et zone de dépôts surfaciques.



### V.2.2.2 Scénarii de modélisation

Pour évaluer la sensibilité des masses érodées à (i) la variabilité de l'érodibilité observée sur le terrain et (ii) la spatialisation des variables d'érosion dans le modèle, différents scénarii d'érodibilité et différents scénarii hydrauliques ont été définis (Tableau V.5).

#### V.2.2.2.1 Scénarii hydrauliques

L'objectif étant d'analyser l'érosion des dépôts de sédiments cohésifs face à différentes sollicitations hydrauliques, des simulations en régime permanent et de crues schématiques ont été réalisées.

Les simulations en régimes permanents « RP0.5 », « RP1 », « RP3 » et « RP5 », ont été faites pour les débits 0.5, 1, 3 et  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  respectivement, pendant 3 h (Figure V.7). Ces simulations représentent les débits de pointe non morphogènes caractéristiques atteints pour des crues qui peuvent avoir lieu durant l'été ou l'automne sur le Galabre. Elles permettent d'identifier les zones inondées pour chaque débit et d'évaluer l'érosion des sédiments initialement présents en fonction du temps pour chaque forçage. La mobilité des graviers a été estimée par leur diamètre médian ( $d_{50} = 35 \text{ mm}$ ) via la loi de Shields. Leur contrainte critique correspondante est d'environ  $35 \text{ Pa}$ , contrainte atteinte dans le talweg à partir de  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Pour cela, nous pouvons raisonnablement supposer qu'à partir de ce débit, la mobilité du lit devient importante, et les processus d'érosion ne sont plus les mêmes. Pour éviter ce cas et assurer la validité de l'hypothèse de fond de graviers non érodable dans le modèle, les scénarii simulés en régime permanent s'arrêtent à cette valeur de  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Pour évaluer l'impact de la variabilité du débit pendant une crue naturelle, des simulations de crues schématiques ont été réalisées. A la différence des simulations en régime permanent, la durée pendant laquelle les différentes zones sont inondées varie et peut donc avoir un impact sur la quantité de sédiments remobilisés. Quatre crues schématiques triangulaires ont été construites pour simuler des crues contrastées (durée de la crue et débit de pointe) qui pourraient avoir lieu sur le Galabre : « Er1 », « Er1-bis », « Er2 » et « Er3 » (Figure V.7).

Les crues schématiques *Er1* et *Er2* sont basées sur les deux premières crues qui ont réellement eu lieu sur le Galabre après la campagne de mesure d'érodibilité d'août 2019 (Figure V.8). La première est la crue du 22 septembre 2019, représentative d'une crue d'été sur le Galabre où les débits restent faibles ( $< 2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) (Figure V.8 a). L'événement triangulaire *Er1* est basé sur l'hydrogramme de cette crue (Figure V.7, pointillés bleus) : le pic de crue est  $Q_{max,Er1} = 1.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et la durée de la crue est d'environ  $d_{Er1} = 5 \text{ h}$ . La deuxième crue est celle du 15 Octobre 2019, représentative d'une crue d'automne où des débits plus élevés ( $> 5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) sont atteints (Figure V.8 b). L'événement *Er2* est basé sur l'hydrogramme de cette crue (Figure V.7, pointillés verts) : le pic de crue est de  $Q_{max,Er2} = 6.8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et l'événement a duré environ  $d_{Er2} = 6 \text{ h}$ . A titre indicatif, les flux de MES mesurés pendant ces événements sont respectivement  $F_{Er1} = 922 \text{ t}$  et  $F_{Er2} = 2134 \text{ t}$ .

Deux crues schématiques supplémentaires ont été construites pour élargir la gamme de configurations de crues possibles (Figure V.7). La crue *Er1-bis* atteint le même pic de crue ( $1.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) que *Er1*, mais cette crue est deux fois plus courte  $d_{Er1-bis} = 2.5 \text{ h}$ . La crue *Er3* représente une brève crue  $d_{Er3} = 2 \text{ h}$  dont le pic de débit est faible par rapport aux autres :  $Q_{max,Er3} = 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

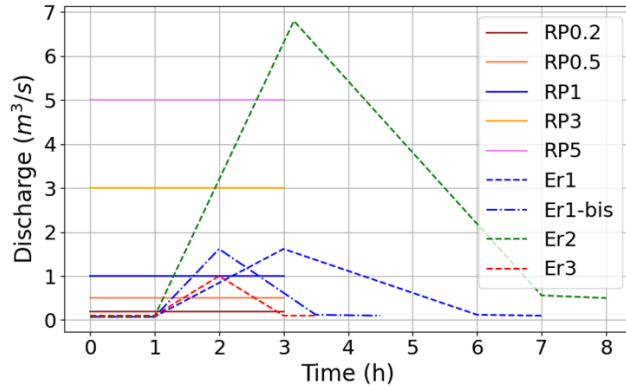


Figure V.7 : Simulations en régimes permanents (RP0.2, RP0.5, RP1, RP3 et RP5) et crues schématiques triangulaires (Er1, Er1bis, Er2 et Er3).

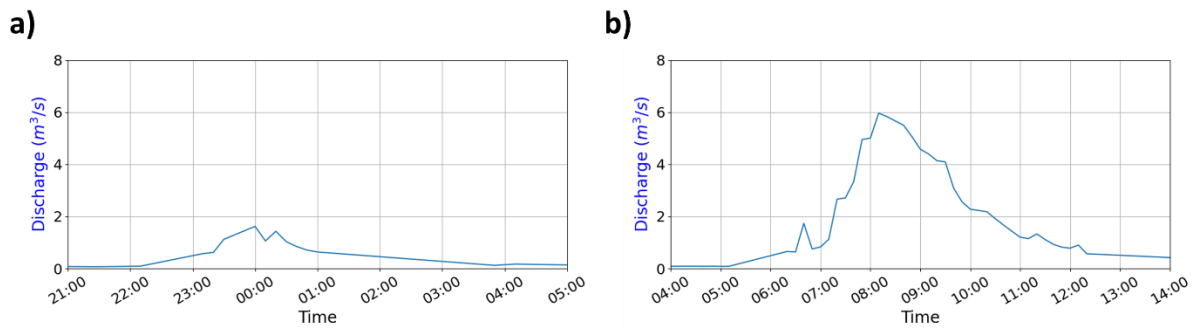


Figure V.8 : Evolution du débit lors des deux premières crues ayant eu lieu sur le Galabre après la campagne de mesure d'août 2019 : (a) 22/09/2019 et (b) 15/10/2019.

### V.2.2.2 Scénarii d'érodibilité

Tableau V.4 : Variables  $\tau_{ce}$  ( $N \cdot m^{-2}$ ) et  $M$  ( $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ) retenues pour chacune des zones de dépôts dans le modèle pour chacun des scénarii spatialisés : STPE, SPE, SM, SE et STE, les scénarii non-spatialisés : NSTPE, NSPE, NSM, NSE, NSTE et les scénarii spatialisés inversés SE1 et SE2.

Variables spatialisées	STPE		SPE		SM		SE		STE	
Dépôt	$\tau_{ce}$	$M$	$\tau_{ce}$	$M$	$\tau_{ce}$	$M$	$\tau_{ce}$	$M$	$\tau_{ce}$	$M$
Surfacique	1.9	1.5	1.4	3.8	1.1	6.3	0.6	10.1	0.4	20
Marginal	4.8	0.09	3.1	3.8	2.3	4.7	1.8	6.7	0.04	10
Saturé en eau	3.4	0.1	2.1	3.5	1.6	5.5	1.1	8.6	0.03	16
Variables non-spatialisées	NSTPE		NSPE		NSM		NSE		NSTE	
Tous les dépôts	3.2	0.8	2.2	3.8	1.6	5.5	1.1	8.6	0.2	15.6
Scénarii spatialisés extrêmes	SE1		SE2							
Surfacique	0.4	20	1.9	1.5						
Marginal	4.8	0.09	0.04	10						
Saturé en eau	0.03	16	3.4	0.1						

## V.2 Matériel et méthodes

Plusieurs scénarii ont été définis pour prendre en compte la résistance des différents dépôts de sédiments cohésifs dans le modèle à partir des mesures d'érodibilité réalisées en aout 2019 (Figure V.4 c,d). Ils sont regroupés en trois catégories :

- Les scénarii spatialisés : Pour ces scénarii, les valeurs des variables  $\tau_{ce}$  et  $M$  sont différentes dans chaque zone de dépôt. Cinq scénarii spatialisés ont été définis (Tableau V.4) comme suit :
  - « Spatialisé médian » (SM) : les valeurs médianes des distributions de  $\tau_{ce}$  et  $M$  de chaque zone sont utilisées.
  - « Spatialisé érosif » (SE) : le 1<sup>er</sup> quartile et le 3<sup>ème</sup> quartile pour  $\tau_{ce}$  et  $M$  de chaque zone sont utilisés respectivement.
  - « Spatialisé peu érosif » (SPE) : le 3<sup>ème</sup> quartile et le 1<sup>er</sup> quartile pour  $\tau_{ce}$  et  $M$  de chaque zone sont utilisés respectivement.
  - « Spatialisé très érosif » (STE) : l'extrémité basse et haute de la boîte à moustache<sup>9</sup> pour  $\tau_{ce}$  et  $M$  sont respectivement utilisés dans chaque zone.
  - « Spatialisé très peu érosif » (STPE) : l'extrémité haute et basse de la boîte à moustache pour  $\tau_{ce}$  et  $M$  sont respectivement utilisés dans chaque zone.

➤ Lorsqu'un nombre important de mesures sont réalisées sur le terrain comme c'est le cas pour la campagne d'aout 2019, les scénarii SM, SE et SPE permettent d'évaluer la sensibilité des sorties du modèle aux variabilités intra zones ainsi que les contributions respectives de chaque zone au flux de MES. Les scénarii avec les valeurs extrêmes STE et STPE correspondent à des cas dans lequel moins de mesures ont été réalisées et donc la valeur issue des mesures peut ne pas être représentative de la distribution mais plutôt de ses bornes extrêmes.
- Les scénarii non-spatialisés : ces scénarii sont définis de la même manière que les scénarii spatialisés, mais une unique valeur pour  $\tau_{ce}$  et pour  $M$  est utilisée pour l'ensemble des zones de dépôts. Les valeurs sont définies en pondérant la valeur dans chaque zone par le pourcentage de surface occupée par la zone (9 % pour les dépôts saturés en eau, 41 % pour les dépôts marginaux et 50 % pour les dépôts surfaciques). Ces scénarii sont nommés de la même manière que les scénarii spatialisés, avec un « N » au début : NSTPE, NSPE, NSM, NSE et NSTE (Tableau V.4).

➤ La comparaison des sorties modélisées dans ces scénarii à celles des scénarii spatialisés permet d'évaluer dans quelle mesure les modèles sont sensibles à la spatialisation des propriétés d'érosion des dépôts. Comme pour les scénarii spatialisés, NSM, NSE et NSPE correspondent au cas où de nombreuses mesures ont été réalisées et la distribution est bien prise en compte, alors que NSTE et NSTPE correspondent au cas où peu de mesures ont été réalisées.
- Les scénarii spatialisés extrêmes : ces scénarii maximisent les écarts entre les différentes zones : deux scénarii, SE1 et SE2, sont définis (Tableau V.4) :

---

<sup>9</sup> Extrémités des boîtes à moustache : il s'agit des valeurs extrêmes de la distribution qui ne sont pas des valeurs aberrantes. En notant Q1 le premier quartile, Q3 le 3<sup>ème</sup> quartile et IQR l'écart interquartile, ce sont les valeurs maximales et minimales incluses dans  $Q3 + IQR$  et  $Q1 - IQR$ .

- Dans le scénario SE1, la zone marginale est très résistante et les zones surfaciques et saturées en eau sont très peu résistantes. Pour les zones marginales, l'extrémité haute et basse de la boîte à moustache sont respectivement utilisées pour  $\tau_{ce}$  et  $M$ . Pour les zones surfaciques et saturées en eau, l'extrémité basse et haute de la boîte à moustache sont respectivement utilisées pour  $\tau_{ce}$  et  $M$ .
- Au contraire, dans le scénario SE2, la zone marginale est considérée comme très peu résistante et les autres zones très résistantes. Pour la zone marginale, l'extrémité basse et haute de la boîte à moustache sont respectivement utilisées pour  $\tau_{ce}$  et  $M$ . Pour les zones surfaciques et saturées en eau, l'extrémité haute et basse de la boîte à moustache sont respectivement utilisées pour  $\tau_{ce}$  et  $M$ .
- Ces scénarii extrêmes complètent les scénarii spatialisés « très peu érosifs » (STPE) et « très érosifs » (STE) et permettent d'évaluer si les sorties modélisées peuvent être similaires ou très différentes lorsque très peu de mesures sont disponibles sur le terrain et qu'elles ont été faites dans des endroits peu représentatifs de chacune des zones. Ce sont les cas extrêmes que l'on peut imaginer, qui maximisent les différences d'érodibilité entre les zones de dépôt.

Tableau V.5 : Classification des groupes de scénarii (Sc) utilisés pour répondre aux 2 questions dans un contexte d'un nombre de mesures disponibles important ou faible.

Mesures disponibles	Questions	Scénarii d'érodibilité	Scénarii hydrauliques	Evaluation du modèle
<b>Caractérisation exhaustive de l'érodibilité (i.e. beaucoup de mesures)</b>	Q1 : Comment la variabilité spatiale impacte-t-elle les masses érodées modélisées ?	SE vs SPE	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Régimes permanents RP : 0.5, 1, 3 et 5</li> <li>• Crues schématiques Er1, Er1bis, Er2, Er3</li> </ul>	Ecart interquartile des masses érodées totales
	Q2 : Quel est l'intérêt de distinguer la variabilité inter-zones plutôt que d'attribuer une valeur unique sur l'ensemble du domaine ?	NSM vs SM NSE vs SE NSPE vs SPE	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Régimes permanents RP : 0.5, 1, 3 et 5</li> <li>• Crues schématiques Er1, Er2, Er3</li> </ul>	Masses érodées totales et par zones
<b>Caractérisation non exhaustive de l'érodibilité (i.e. peu de mesures)</b>	Q1 : Comment la variabilité spatiale impacte-t-elle les masses érodées modélisées ?	STPE vs STE	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Régimes permanents RP : 0.5, 1, 3 et 5</li> <li>• Crues schématiques Er1, Er1bis, Er2, Er3</li> </ul>	Ecart total des masses érodées totales
	Q2 : Quel est l'intérêt de distinguer la variabilité inter-zones plutôt que d'attribuer une valeur unique sur l'ensemble du domaine ?	NSTPE vs STPE NSTE vs STE SE1 et SE2 vs NSM	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Régimes permanents RP : 0.5, 1, 3 et 5</li> <li>• Crues schématiques Er1, Er2, Er3</li> </ul>	Masses érodées totales et par zones et écarts totaux

### V.2.2.3 Evaluation du modèle

Les sorties numériques issues des différents scénarii sont évaluées sur les masses érodées totales et dans chaque zone (surfacique, marginale et saturée en eau) sur le tronçon, correspondant à la contribution de l'érosion des sédiments initialement présents dans le lit au flux de MES. Deux indicateurs d'écart sur les masses érodées entre les différents scénarii sont définis (Tableau V.5) :

- L'écart « interquartile » correspond à l'écart sur la masse érodée totale ou par zone entre les scénarii érosifs et peu érosifs (SE et SPE ; NSE et NSPE) :  $\varepsilon_{IQ,S} = M_{SE} - M_{SPE}$  et  $\varepsilon_{IQ,NS} = M_{NSE} - M_{NSPE}$  où  $\varepsilon_{IQ}$  est l'écart interquartile sur la masse érodée et  $M_X$  est la masse érodée pour le scénario  $X$ . Cet écart correspond à la sensibilité des sorties numériques dans le cas où la caractérisation de la variabilité de l'érodibilité est exhaustive (i.e. les valeurs retenues se situent dans la zone interquartile de la distribution).
- L'écart « total » correspond à l'écart sur la masse érodée totale ou par zone entre les scénarii très érosifs et très peu érosifs (STE et STPE ; NSTE et NSTPE) :  $\varepsilon_{tot,S} = M_{STE} - M_{STPE}$  et  $\varepsilon_{tot,NS} = M_{NSTE} - M_{NSTPE}$  où  $\varepsilon_{tot}$  est l'écart total sur la masse érodée. Cet écart correspond à la sensibilité des sorties numériques dans le cas où la caractérisation de la variabilité de l'érodibilité n'est pas exhaustive et les valeurs retenues ne sont pas représentatives de la distribution (i.e. valeurs proches des extrêmes).

## V.3 RESULTATS ET DISCUSSION

### V.3.1 CARACTERISATION EXHAUSTIVE DE LA VARIABILITE DE L'ERODIBILITE

Nous nous plaçons tout d'abord dans l'hypothèse que le jeu de données à disposition est exhaustif et permet de bien caractériser la variabilité spatiale.

#### V.3.1.1 Comment la variabilité spatiale des descripteurs de l'érosion impacte-t-elle les masses érodées modélisées ?

Pour répondre à cette première question, nous allons comparer les résultats obtenus en faisant varier l'érodibilité entre le 1<sup>er</sup> quartile et le 3<sup>ème</sup> quartile de la distribution des mesures réalisées dans chaque zone d'érosion selon les scénarii SPE, SM et SE pour les différents scénarii hydrauliques (Figure V.9 a,c et Figure V.10 a,c).

### V.3.1.1.1 Régimes permanents

Lorsque le débit augmente, le niveau d'eau et les contraintes augmentent. Plus de zones de dépôts sont sollicitées et l'érosion est alors plus rapide. Pour chaque scénario d'érodibilité (SM, SE, SPE), les masses totales érodées augmentent avec le débit (Tableau V.6). La masse totale érodée est multipliée par presque 4 entre un débit de  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et un débit de  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . La comparaison des scénarios SE et SPE montre que les écarts interquartiles augmentent également lorsque le débit augmente (Figure V.9 a,c et Tableau V.6). Ils sont de :  $\varepsilon_{IQ,S,RP0.5} = 21.8 \text{ t}$  pour  $RP0.5$ ,  $\varepsilon_{IQ,S,RP1} = 69.4 \text{ t}$  pour  $RP1$ ,  $\varepsilon_{IQ,S,RP3} = 108 \text{ t}$  pour  $RP3$  et  $\varepsilon_{IQ,S,RP5} = 109.9 \text{ t}$  pour  $RP5$ . Pour le débit de  $0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , cet écart interquartile représente 122 % de la masse érodée avec le scénario médian. Ce pourcentage peut sembler élevé mais rapporté à la faible masse érodée avec ce scénario (21.8 t), cette valeur n'est pas significative. En revanche pour des débits de 1, 3 et  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , l'écart interquartile représente respectivement 63 %, 39 % et 27 % de la masse érodée dans les scénarii médians (Tableau V.6). Ces écarts sont significatifs et montrent que la variabilité de l'érodibilité des sédiments cohésifs évaluée par les mesures sur le terrain introduit des différences sur la masse totale érodée dans le modèle numérique variant de l'ordre d'un quart à deux tiers pour ces événements.

### V.3.1.1.2 Crues schématiques

La masse totale érodée pour les scénarii médians des différentes crues schématiques (Tableau V.6) varie de  $M_{SM,Er3} = 93.9 \text{ t}$  (soit 11 % de la masse totale sur le tronçon) pour la crue dont le débit de pointe est le plus faible ( $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $Er3$ ) à  $M_{SM,Er2} = 519.9 \text{ t}$  (soit 63 % de la masse totale sur le tronçon) pour la crue dont le débit de pointe est le plus élevé ( $6.8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $Er2$ ).

Sur ces crues schématiques en régime non permanent, les masses totales érodées montrent la même sensibilité aux valeurs d'érodibilité variant entre le 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartile que pour les simulations en régime permanent. Effectivement, nous pouvons comparer  $Er3$  à  $RP1$  car le même débit de pointe est atteint,  $Er1$  et  $Er1bis$  se situent entre  $RP1$  et  $RP3$  et  $Er2$  est comparable à  $RP5$  même si le débit de pointe de  $Er2$  ( $6.8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) est plus élevé que  $RP5$  (Figure V.7). Pour ces quatre crues schématiques, les écarts interquartiles représentent entre 18 % ( $Er2$ ) et 60 % ( $Er3$ ) des masses érodées avec les scénarii médians. Ces pourcentages sont similaires à ceux observés pour les crues en régime permanent  $RP1$ ,  $RP3$  et  $RP5$ .

Ainsi, pour l'ensemble des scénarii hydrauliques testés, en se plaçant dans le cas où les mesures sont exhaustives, la sensibilité des masses érodées simulées à la variabilité spatiale intra-zones de l'érodibilité est importante.

### V.3 Résultats et discussion

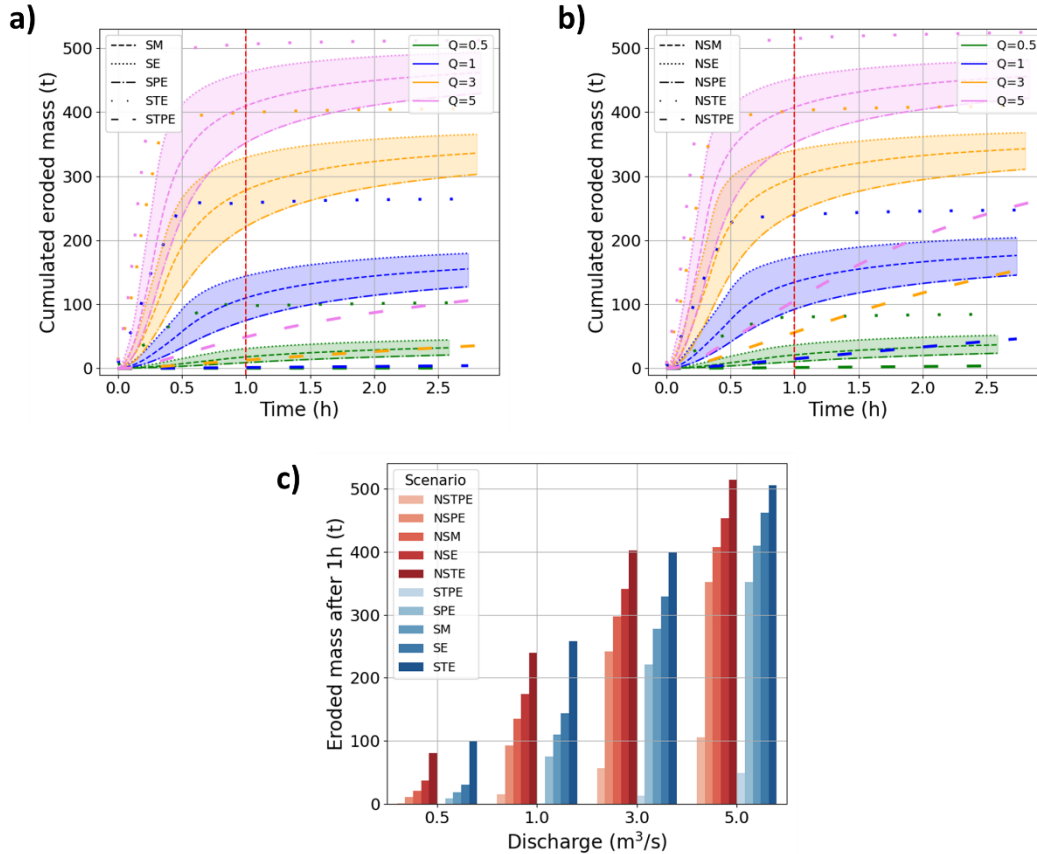


Figure V.9 : Evolution de la masse cumulée érodée pendant les simulations en régimes permanents ( $Q = 0.5, 1, 3$  et  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) pour chacun (a) des scénarii spatialisés (STPE, SPE, SM, SE et STE) et (b) des scénarii non spatialisés (NSTPE, NSPE, NSM, NSE et NSTE). (c) Comparaison de la masse érodée au bout d'une heure pour chaque débit et pour chacun des scénarii (non spatialisés en rouge et spatialisés en bleu).

Tableau V.6 : Masses totales érodées médianes, écart interquartile et écart total pour les scénarii spatialisés (S) et non spatialisés (S). Pour les scénarii hydrauliques en régime permanent RP0.5, RP1, RP3 et RP5, les masses et les écarts sont évalués au bout d'une heure de simulation. Pour les crues schématiques Er1, Er1bis, Er2 et Er3, les masses érodées et les écarts sont évalués sur la totalité des crues.

Scénario hydraulique ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )	$M_{SM}$ (t)	$\varepsilon_{IQ,S} (t)$ $\left(100 \frac{\varepsilon_{IQ,S}}{M_{SM}}\right)$	$\varepsilon_{tot,S}$ (t)	$M_{NSM}$ (t)	$\varepsilon_{IQ,NS} (t)$ $\left(100 \frac{\varepsilon_{IQ,NS}}{M_{NSM}}\right)$	$\varepsilon_{tot,NS}$ (t)
<b>Régimes permanent</b>						
<b>RP0.5</b>	17.8	21.8 (122%)	98.4	21	26.1 (124%)	78.8
<b>RP1</b>	109.9	69.4 (63%)	257	134.5	82 (61%)	224.4
<b>RP3</b>	278.1	108 (39%)	386.5	297.4	98.8 (33%)	345.9
<b>RP5</b>	409.8	109.9 (27%)	457	407.8	100.7 (25%)	409.1
<b>Crues schématiques</b>						
<b>Er1</b>	167.7	62 (37%)	315.1	193.3	71.1 (37%)	249.3
<b>Er1bis</b>	140	49.4 (35%)	310.1	-	-	-
<b>Er2</b>	519.9	91.5 (18%)	476.1	506.3	87.1 (17%)	334.1
<b>Er3</b>	93.9	56.3 (60%)	255.3	113.9	70.5 (62%)	214.4



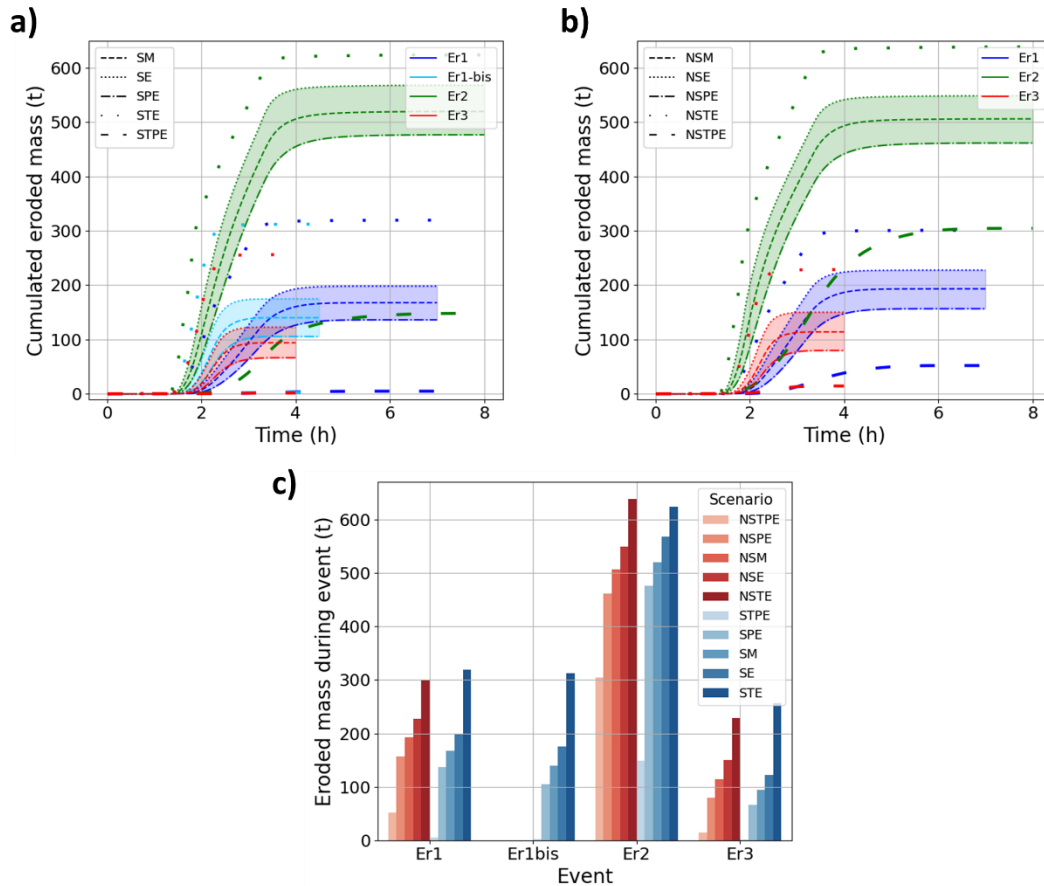


Figure V.10 : Evolution de la masse cumulée érodée pendant les simulations des crues Er1, Er1-bis, Er2 et Er3 pour chacun (a) des scénarii spatialisés (STPE, SPE, SM, SE et STE) et (b) des scénarii non-spatialisés (NSTPE, NSPE, NSM, NSE et NSTE). (c) Comparaison de la masse érodée pendant chaque crue simulée pour chacun des scénarii (non spatialisés en rouge et spatialisés en bleu).

### V.3.1.2 Quel est l'intérêt de distinguer la variabilité inter-zones des descripteurs de l'érosion dans les modélisations plutôt que d'attribuer une valeur unique sur l'ensemble du domaine ?

Pour répondre à cette seconde question, nous allons comparer les masses érodées modélisées en considérant ou non dans le paramétrage la variabilité inter-zones de l'érodibilité (i.e. scénarii SX vs NSX). Cette comparaison a été réalisée dans un premier temps sur les masses érodées totales puis sur chacune des zones (saturée en eau, marginale et surfacique) pour identifier dans le détail les différences d'évolution de la masse de sédiments dans chaque zone entre les scénarii SX et NSX.

### V.3.1.2.1 Effet de la prise en compte de la variabilité inter-zones sur les masses totales érodées

Lorsque les valeurs sont choisies entre les quartiles des distributions des mesures d'érodibilité, les simulations avec ou sans prise en compte de la variabilité spatiale inter-zones donnent des masses totales érodées du même ordre de grandeur pour tous les débits en régime permanent et toutes les crues schématiques (Figure V.9 a,b et Figure V.10 a,b). Néanmoins les scénarii SM remobilisent une masse de sédiments légèrement inférieure aux scénarii NSM pour les débits faibles en régime permanent (0.5, 1 et dans une moindre mesure  $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Pour le débit de  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  par exemple, la masse érodée au bout d'une heure avec le scénario SM est d'environ  $M_{SM,RP1} = 110 \text{ t}$  alors que celle érodée avec le scénario NSM est d'environ  $M_{NSM,RP1} = 135 \text{ t}$  (Figure V.9 c et Tableau V.6), ce qui correspond à un écart relatif de 23 %. Pour les crues dont les débits de pointes sont faibles (*Er1*, *Er1bis* et *Er3*), les masses érodées avec les scénarii spatialisés sont inférieures à celles avec les scénarii non-spatialisés (Tableau V.6). Le seul résultat qui diffère légèrement de ceux obtenus en régime permanent est que les crues dont les débits de pointe sont plus élevés (*Er2*) génèrent des masses érodées légèrement supérieures avec les scénarii spatialisés qu'avec les scénarii non-spatialisés.

En conclusion, il y a peu de différences sur les masses totales érodées lorsque les variables d'érodibilité sont spatialisés selon les zones ou non, que ce soit en régime permanent ou lors des crues schématiques. Ce résultat suggère que si l'objectif de la modélisation numérique est d'obtenir une estimation correcte de la masse totale érodée sur un tronçon, il ne semble alors pas indispensable d'attribuer des valeurs différentes selon les zones de dépôt puisqu'une valeur moyenne sur l'ensemble du domaine aboutit aux mêmes résultats. Cela nécessite néanmoins de disposer d'un nombre important de mesures permettant une estimation robuste de cette valeur moyenne et de l'écart interquartile. Si par contre, l'objectif est également de suivre l'évolution des stocks de sédiments déposés par zones et d'évaluer leurs contributions respectives au flux de MES, ce résultat pose le problème de l'équifinalité puisque plusieurs configurations de paramétrisation de l'érodibilité différentes conduisent au même résultat sur la masse totale érodée. Une analyse détaillée par zones est donc présentée dans la section suivante.

### V.3.1.2.2 Effet de la prise en compte de la variabilité inter-zones sur les masses érodées par zone de dépôt

Comme les différentes zones présentent des érodibilités contrastées (Figure V.4, Tableau V.4), nous supposons que des différences de masses érodées peuvent apparaître dans chaque zone.

La Figure V.11 montre que la zone marginale contribue le plus à la masse totale érodée pour les trois crues schématiques testées, pour les scénarii spatialisés et non-spatialisés. La seconde contribution provient de la zone saturée en eau pour les crues dont le débit de pointe est relativement faible, représentées par *Er1* et *Er3* (Figure V.11 a,c) et de la zone surfacique pour les crues dont le débit de pointe est plus élevé, par exemple *Er2* (Figure V.11 b).

Deux propriétés de la zone marginale expliquent qu'elle soit la plus contributrice : le stock de la couche et sa position. Cette catégorie de dépôts représente en effet une part importante des dépôts initiaux (41 %). Même si la couche surfacique contient un stock plus important (50 %), une plus grande part de la couche marginale est érodée, à cause de la configuration spatiale de ces zones. En effet, la position de la couche marginale, ni trop proche de l'écoulement où les contraintes sont rapidement très élevées, ni trop loin de

l'écoulement dans les zones peu submersibles, fait qu'elle est plus souvent sollicitée et en partie remobilisée. La couche surfacique quant à elle, n'est sollicitée que sur une période restreinte de l'hydrogramme simulé, lorsque les débits sont assez élevés. La résultante est que pour les crues testées, c'est la couche marginale qui s'érode le plus.

Contrairement à la masse totale érodée, lorsque l'on visualise l'évolution des dépôts par zone, les différences entre les scénarii spatialisés et non-spatialisés deviennent importantes (Figure V.11). Les masses érodées dans les zones marginales sont plus faibles lorsque les variables d'érosion sont spatialisées par zones de dépôt que lorsque des valeurs uniques sont utilisées dans l'ensemble du domaine (Figure V.11, différences entre les zones colorée en gris entre les graphiques de gauche et de droite). Ces différences sont accentuées lorsque le débit de pointe de la crue est relativement faible. A titre d'exemple, pour le scénario *Er1*, la masse érodée dans la zone marginale avec le scénario SM est de  $M_{SM,marg,Er1} = 124.2 t$  alors qu'elle est de  $M_{NSM,marg,Er1} = 149.2 t$  avec le scénario NSM (Tableau V.7), soit une différence relative de 20 %. Pour les zones surfaciques, nous observons une tendance inversée par rapport aux zones marginales. Lorsque les zones surfaciques sont mises en eau, les masses érodées sont plus importantes lorsque l'érosion est spatialisée que lorsque des valeurs uniques sont utilisées (Figure V.11 c,d). Cette tendance est bien illustrée à travers la crue *Er2* pour laquelle la masse érodée dans la zone surfacique avec le scénario SM est de  $M_{SM,surf,Er2} = 192.5 t$  alors qu'elle est de  $M_{NSM,surf,Er2} = 172.2 t$  avec le scénario NSM (Tableau V.7), soit une différence relative de 15 %.

En conclusion, il y a des différences importantes de masses érodées entre les scénarii spatialisés et non-spatialisés au sein des zones marginales et surfaciques. La masse érodée est sous-estimée (de l'ordre de 20 %) dans la zone marginale et surestimée (de l'ordre de 15 %) dans la zone surfacique avec un scénario spatialisé par rapport à un scénario non-spatialisé. Si l'objectif de la modélisation est de reproduire correctement l'évolution des dépôts dans chaque zone, il semble donc important de prendre en compte la variabilité inter-zones dans le paramétrage des modèles. En outre, le fait que, lorsque les variables sont spatialisées, ces deux zones contribuent de façon opposée (l'une est moins érodée et l'autre est plus érodée) et selon les mêmes ordres de grandeur, il y a compensation des masses totales érodées. Cela explique l'effet d'équifinalité observé lorsque le modèle est évalué sur la base de la masse totale érodée sur le tronçon.

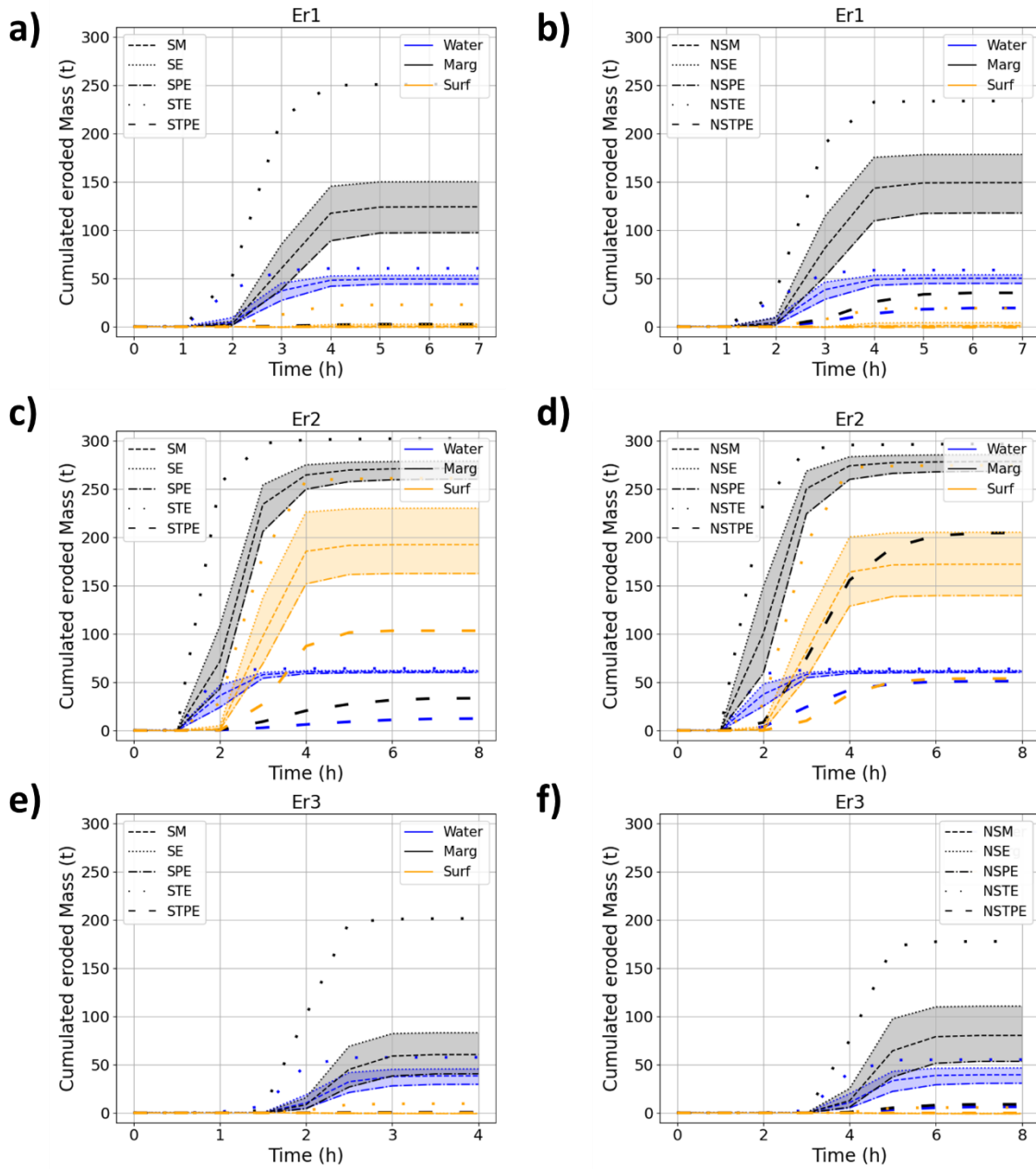


Figure V.11 : Evolution de la masse cumulée érodée dans chaque zone (saturée en eau, marginale et surfacique) pendant les crues Er1, Er2 et Er3, pour les scénarii spatialisés (a), (c) et (e) et les scénarii non-spatialisés (b), (d) et (f).

Tableau V.7 : Masses totales érodées médianes, écart interquartile et écart total dans chaque zone de dépôt pour les scénarii spatialisés (S) et non spatialisés (NS), pour les crues schématiques Er1, Er2 et Er3.

Scénario hydraulique ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	Zone	$M_{SM}$ (t)	$\varepsilon_{IQ,S}$ (t) $\left(100 \frac{\varepsilon_{IQ,S}}{M_{SM}}\right)$	$\varepsilon_{tot,S}$ (t)	$M_{NSM}$ (t)	$\varepsilon_{IQ,NS}$ (t) $\left(100 \frac{\varepsilon_{IQ,NS}}{M_{NSM}}\right)$	$\varepsilon_{tot,NS}$ (t)
<b>Er1</b>	Saturée en eau	49.4	9 (18%)	58.2	50.2	8.9 (18%)	39.3
	Marginale	124.2	52.8 (43%)	248.5	149.2	60.7 (41%)	198.7
	Surfacique	0.4	3 (672%)	22.8	1.1	4.4 (402%)	19.7
<b>Er2</b>	Saturée en eau	61.2	2.1 (4%)	52.2	61.3	2 (3%)	12.7
	Marginale	271.4	18.9 (7%)	269	278.5	17.3 (6%)	92.2
	Surfacique	192.5	67.7 (35%)	157.9	172.2	65.6 (38%)	220.8
<b>Er3</b>	Saturée en eau	38.4	15.9 (41%)	56.9	39.5	15.8 (40%)	49
	Marginale	60.4	42.7 (71%)	201	80.2	57.3 (71%)	169
	Surfacique	0	0.1 (-)	9.6	0	0.3 (-)	5.8

## V.3.2 CARACTERISATION INCOMPLETE DE LA VARIABILITE DE L'ERODIBILITE

Les résultats présentés dans la section V.3.1 ne sont valables que lorsque le jeu de données est important et permet de caractériser de manière exhaustive la variabilité spatiale de l'érodibilité de sédiments cohésifs dans chaque zone. Cependant, un jeu de données exhaustif, tel que celui acquis lors de la campagne de mesure d'août 2019, n'est pas toujours disponible. Nous nous plaçons dans cette section dans le cas (fictif) où peu de mesures seraient réalisées dans chaque zone. Dans ce cas, la variabilité n'est pas bien caractérisée et les valeurs mesurées ne sont pas nécessairement représentatives des distributions de l'érodibilité de chaque zone.

### V.3.2.1 Comment la variabilité spatiale des descripteurs de l'érosion impacte-t-elle les masses érodées modélisées ?

Pour évaluer la sensibilité des sorties numériques dans le cas où peu de mesures sont disponibles, l'écart total (entre les scénarii très érosifs et très peu érosifs) sur les masses totales érodées pour les différents hydrogrammes simulés est évalué. A la fois pour les hydrogrammes en régimes permanents et pour les crues schématiques, on observe que les écarts totaux pour l'ensemble des scénarii sont très importants (Tableau V.6).

Pour les régimes permanents, ces écarts varient de  $\varepsilon_{tot,S,RP0.5} = 98.4 t$  pour  $RP0.5$  à  $\varepsilon_{tot,S,RP0.5} = 457 t$  pour  $RP5$  (Tableau V.6). Ces écarts sont tous supérieurs à la masse totale érodée avec le scénario médian pour chaque débit et les écarts représentent en relatif entre 112 % (pour  $RP5$ ) et 552 % (pour  $RP0.5$ ) de la masse totale érodée avec le scénario SM.

Pour les crues schématiques, on retrouve les mêmes ordres de grandeurs : les écarts varient de  $\varepsilon_{tot,S,Er3} = 255.3 t$  pour  $Er3$  à  $\varepsilon_{tot,S,Er2} = 476.1 t$  pour  $Er2$  (Tableau V.6). Cela représente entre 92 % (pour  $Er2$ ) et

272 % (pour *Er3*) de la masse totale érodée avec le scénario SM. Notons que dans l'ensemble des cas, ces écarts sont asymétriques : les scénarii les plus érosifs sont plus proches des scénarii médians que les scénarii très peu érosifs (Figure V.9 et Figure V.10).

Les écarts totaux diffèrent des écarts interquartiles d'un facteur variant de 3.6 (pour *RP3*) à 6.3 (pour *Er1bis*) pour les masses totales érodées. Ces différences peuvent s'expliquer par la grande variabilité de l'érodibilité des sédiments déposés sur le Galabre : les variables  $\tau_{ce}$  et  $M$  varient sur 1 ou 2 ordres de grandeurs entre les valeurs les plus faibles et les valeurs les plus élevées selon les scénarii et les zones (Tableau V.4).

Ainsi, dans le cas où la variabilité spatiale n'est pas très bien caractérisée, la variabilité des masses érodées modélisées est fortement intensifiée. Les résultats numériques sont donc à considérer avec précaution, car la variabilité (ou l'incertitude des sorties numériques) est au moins du même ordre de grandeur que le résultat obtenu avec la valeur médiane.

### *V.3.2.2 Quel est l'intérêt de distinguer la variabilité inter-zones des descripteurs de l'érosion dans les modélisations plutôt que d'attribuer une valeur unique sur l'ensemble du domaine ?*

#### V.3.2.2.1 Effet de la prise en compte de la variabilité inter-zones sur les masses totales érodées

Avec un jeu de données exhaustif, nous avons observé très peu de différences entre les scénarii spatialisés et non-spatialisés (section V.3.1.2.1). En revanche, lorsque le jeu de données est incomplet, les différences des masses totales érodées deviennent significatives. Elles sont particulièrement prononcées pour les scénarii les moins érosifs (STPE et NSTPE) pour les hydrogrammes en régime permanent, en particulier pour des débits élevés (Figure V.9) ainsi que pour les crues schématisées *Er1*, *Er2* et *Er3* (Figure V.10). A titre d'exemple, pour le scénario *RP5*, les masses érodées au bout d'une heure avec les scénarii STPE et NSTPE sont respectivement de  $M_{STPE,RP5} = 49 t$  et  $M_{NSTPE,RP5} = 106 t$ , soit une différence entre les deux de plus d'un facteur 2. Pendant la crue *Er2*, la masse totale érodée avec le scénario STPE est de  $M_{STPE,Er2} = 148 t$  et celle avec le scénario NSTPE est de  $M_{NSTPE,Er2} = 305 t$ . On retrouve de même le facteur 2 entre les deux. Les scénarii spatialisés sous-estiment fortement la masse totale érodée par rapport aux scénarii non-spatialisés.

Ces différences se retrouvent sur la variabilité des masses totales érodées modélisées : pour l'ensemble des scénarii hydrauliques, l'écart total est plus grand pour les scénarii spatialisés que pour les scénarii non-spatialisés (Tableau V.6). A titre d'exemple, pour *Er1*, il est de  $\varepsilon_{tot,NS,Er1} = 249.3 t$  sans spatialisation et de  $\varepsilon_{tot,S,Er1} = 315.1 t$  avec spatialisation, soit un écart relatif de 26 %. Pour *Er2*, il est de  $\varepsilon_{tot,NS,Er2} = 334.1 t$  sans spatialisation et de  $\varepsilon_{tot,S,Er2} = 476.1 t$  avec, soit un écart relatif de 43 %.

Ainsi, lorsque les mesures disponibles ne permettent pas de bien capturer la variabilité spatiale, le fait de spatialiser les variables d'érodibilité dans le domaine peut conduire à des erreurs plus importantes qu'utiliser une valeur moyenne sur l'ensemble du domaine, particulièrement pour des crues dont le débit

de pointe est élevé. En effet, imposer une valeur moyenne permet de « lisser » les différences entre les différentes zones.

### V.3.2.2.2 Effet de la prise en compte de la variabilité inter-zones sur les masses érodées par zone de dépôt

Lorsque l'on compare les différences de masse érodée par zone de dépôt, on observe que les principales différences entre les scénarii STPE et NSTPE se situent dans la zone marginale (Figure V.11). Effectivement, pour le scénario *Er1* par exemple, la masse érodée est quasi nulle dans la zone marginale pour le scénario STPE alors qu'elle est de  $M_{NSTPE,marg,Er1} = 42 t$  pour le scénario NSTPE. Pour la crue *Er2*, elle est de  $M_{STPE,marg,Er2} = 40 t$  pour le scénario STPE et de  $M_{NSTPE,RP5} = 200 t$  pour le scénario NSTPE, soit un écart significatif de  $160 t$ . Dans la zone surfacique, l'écart est plus modeste : il est de  $50 t$  (Figure V.11).

Ces résultats suggèrent que lorsque le jeu de données est incomplet, les différences entre les scénarii spatialisés et non-spatialisés sont plus importantes sur les différentes zones de dépôts. Les différences étaient autour de 15 – 20 % pour un jeu de données exhaustif. Dans le cas contraire, elles dépassent parfois 100 % (dans la zone marginale dans notre cas). Dans le cas d'une caractérisation incomplète de l'érodibilité, il est possible qu'une zone contribue de façon très différente lorsque les variables sont spatialisées par zones ou non (zone marginale dans le cas traité dans cette section), et cette différence de contribution n'est pas forcément compensée par celle d'une autre zone comme c'était le cas avec les paramétrisations définies sur la base de jeux de données importants.

### V.3.2.2.3 Cas extrêmes SE1 et SE2

Dans cette section, nous nous plaçons dans les cas extrêmes qui maximisent les différences entre la zone marginale et les deux autres zones. Ces cas sont évalués avec les scénarii SE1 et SE2. Dans le scénario SE1, la résistance de la zone marginale est maximisée et celle des autres zones est minimisée. Dans le scénario SE2 c'est l'inverse : la zone marginale est très peu résistante alors que les deux autres zones sont très résistantes. Pour illustrer l'impact de ce cas sur les sorties numériques, les masses érodées pendant les crues schématiques *Er1* et *Er2* sont comparées entre les scénarii médians spatialisés (SM) et non spatialisés (NSM), et les scénarii extrêmes SE1 et SE2 (Figure V.12).

Tout d'abord, on retrouve le fait que les masses érodées dans chaque zone lors des crues *Er1* et *Er2* avec les scénarii médians sont proches, que les variables soient spatialisées ou pas. Des différences significatives existent entre les masses totales érodées avec les scénarii médians (SM ou NSM) et les scénarii SE1 et SE2 (Figure V.12 a,b). Pour la crue *Er1* (Figure V.12 a), la masse totale est sous-estimée avec le scénario SE1 ( $M_{SE1,Er1} = 90 t$  pour SE1 contre  $M_{NSM,Er1} = 200 t$  pour NSM) et surestimée avec le scénario SE2 ( $M_{SE2,Er1} = 250 t$  pour SE1 contre  $M_{NSM,Er1} = 200 t$  pour NSM). Dans le cas de *Er2*, les deux scénarii extrêmes SE1 et SE2 sous-estiment la masse totale érodée (Figure V.12 b).

Ces différences de comportement de SE1 et SE2 entre la crue *Er1* et *Er2* s'expliquent en analysant l'évolution de la masse érodée dans chaque zone (Figure V.12 c,d). Dans le cas de *Er1*, le débit de pointe est modeste et la zone la plus contributrice et la plus sensible est la zone marginale (Figure V.12 c). C'est pourquoi dans un cas (SE1) l'érosion est sous-estimée et dans l'autre (SE2) l'érosion est surestimée. Dans le cas de *Er2*, à la fois la zone marginale et la zone surfacique jouent un rôle important (Figure V.12 d). On observe de plus que le stock de la zone marginale est épuisé lors de la crue et il y a peu de différences sur



la masse érodée dans cette zone entre les scénarii médians et le scénario SE2. Pour ces deux raisons, les deux scénarii extrêmes conduisent à une sous-estimation de la masse totale pour la crue *Er2*.

En conclusion, dans le cas où les mesures disponibles correspondent aux extrêmes de la distribution des variables d'érodibilité, et qu'il existe un comportement inverse entre les zones (une zone s'érode plus et l'autre moins), on observe des différences significatives sur les sorties numériques. Dans ce cas, une erreur importante peut être commise en spatialisant les variables d'érodibilité. Il est alors plus prudent d'opter pour une valeur moyenne dans le domaine, qui permet de lisser sur l'ensemble du domaine les erreurs commises dans une zone en particulier si elles existent.

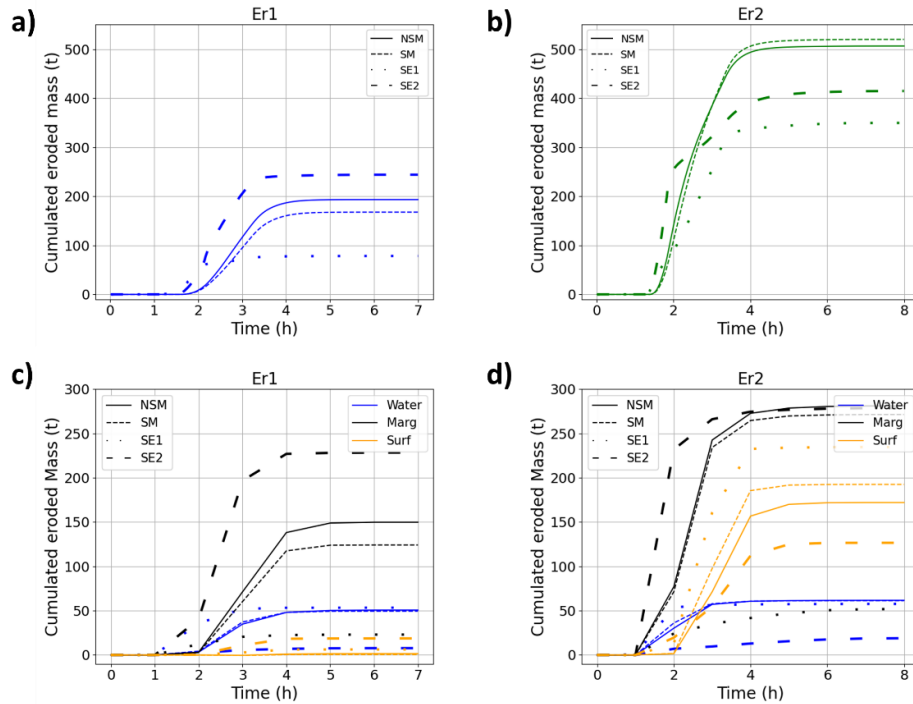


Figure V.12 : Evolution de la masse cumulée érodée (a,b) totale et (c,d) dans chaque zone (saturée en eau, marginale et surfacique) pendant les crues schématiques Er1 et Er2 pour les scénarii SM, NSM, SE1 et SE2.

### V.3.3 DISCUSSION

#### V.3.3.1 Dynamique sédimentaire des zones de dépôt

Pour la plupart des crues modélisées, la zone marginale est la plus contributrice au flux de MES, et souvent celle dont le paramétrage influence le plus les résultats numériques. Inversement, la zone saturée en eau est là moins contributrice et son paramétrage modifie peu les résultats numériques. Dans quelle mesure ce résultat est-il généralisable à d'autres périodes ?

La raison pour laquelle la zone marginale est la plus dynamique (i.e. la plus contributrice, et dont le stock évolue fortement d'une crue à l'autre) est sa position, dans une zone souvent touchée par les crues, mais relativement épargnée des contraintes élevées rencontrées dans le talweg (Figure V.13). La zone marginale est également la zone qui génère le plus de sensibilité sur les masses érodées modélisées car

les variables d'érosion dans cette zone sont au moins aussi variables que dans les autres zones voire plus (Figure V.4 c,d). Ces deux facteurs (conditions d'écoulement et état initial) contrôlent principalement cette dynamique marquée.

En considérant des crues moins énergétiques que celle simulées dans ce travail (i.e. dont le débit de pointe est inférieur à  $0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), la zone saturée en eau deviendrait alors la plus contributrice et plus sensible car les autres zones ne seraient pas touchées. Au contraire, en considérant des crues plus énergétiques que  $Er2$ , la zone surfacique deviendrait probablement prépondérante. Néanmoins, pour ces crues, il faudrait tenir compte de la remobilisation des stocks sédimentaires de sub-surface associés au charriage. En effet, pour ces débits morphogènes, les contraintes (à minima celles dans les zones proches du talweg) deviennent plus élevées que celles des graviers médians (Figure V.13).

L'état initial est également un facteur important. Le stock de dépôt dans la zone saturée en eau était ici le moins important (10 % des dépôts) ainsi que le moins sensible et le moins contributeur au flux. Ce stock a été composé lors de quelques petites crues ayant eu lieu durant le mois d'août 2019. Cependant, il est possible pour certaines années d'avoir de nombreuses crues de ce type durant l'été. Cela générerait alors un stock dans la zone saturée en eau plus important, qui pourrait atteindre peut-être plusieurs décimètres au lieu de 5 cm comme dans le cas d'étude de ce chapitre. Cette zone aurait alors plus d'importance dans le flux total et l'intérêt d'évaluer la variabilité spatiale de l'érodibilité dans cette zone serait alors plus important.

Au contraire, si très peu de dépôts sont présents dans les zones marginales et saturées en eau alors que le stock de la zone surfacique est très important, la zone la plus contributrice et la plus sensible serait la zone surfacique. Ainsi, les résultats présentés dans ce chapitre, représentatifs de l'état du lit du Galabre en août 2019, peuvent varier significativement dans le cas où les conditions antérieures sont différentes, générant un état initial différent.

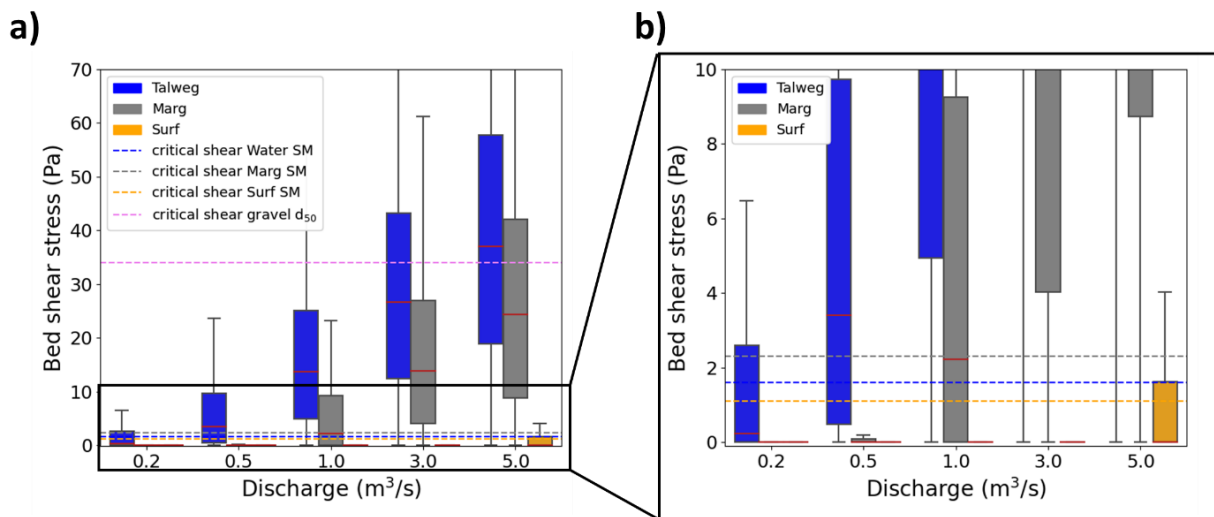


Figure V.13 : Distributions des contraintes hydrauliques modélisées dans chaque zone (surfacique, marginale et en saturée en eau) et pour chacun des débits :  $0.2, 0.5, 1, 3$  et  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Les traits pointillés violets indiquent la contrainte critique du diamètre médian ( $d_{50}$ ) des graviers. Les traits pointillés bleus, gris et oranges indiquent les contraintes critiques médianes des sédiments fins dans la zone saturée en eau, marginale et surfacique respectivement. (a) Figure pour des contraintes allant jusqu'à 70 Pa et (b) zoom pour des contraintes inférieures à 10 Pa.

### V.3.3.2 Influence des conditions limites

Dans quelle mesure les conditions limites influencent les résultats ? Trois paramètres des hydrogrammes semblent avoir une influence sur les résultats de sensibilité obtenus : le régime permanent ou non, la durée totale de l'hydrogramme et le débit de pointe.

Premièrement, le régime non-permanent des crues ne semble pas modifier de manière significative les résultats par rapport à un régime permanent. Les scénarii *RP1* et *RP5* et les crues schématiques *Er1* et *Er2* produisent par exemple respectivement une masse érodée équivalente pour les scénarii médians (Figure V.9 et Figure V.10).

Deuxièmement, la durée de la crue semble avoir un effet limité sur les résultats numériques pour les conditions initiales testées. En effet, les masses érodées lors de la crue *Er1bis* sont légèrement inférieures à *Er1* mais les différences relatives entre les masses érodées sont faibles, inférieures à 20 % (Figure V.10 a,c, courbes bleue et bleu clair).

Troisièmement, le débit de pointe semble être le paramètre avec le plus d'influence sur la masse totale érodée. Entre les crues *Er1* ( $Q_{pic} = 1.6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et *Er3* ( $Q_{pic} = 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), les écarts relatifs de masses totales érodées sont de l'ordre de 50 % (Figure V.10 a,c, courbes bleue et rouge).

Enfin, tous ces éléments sont impactés par l'état initial et le stock de sédiments dans chaque zone. Comme discuté dans la section précédente, le stock initial est de 5 cm dans chaque zone de dépôt. Si ce stock est plus important ou variable d'une zone à l'autre, les différences pourraient être plus marquées entre hydrogrammes, car le temps nécessaire pour éroder ces stocks serait différent.

### V.3.3.3 Part de la masse érodée par rapport au flux transitant depuis l'amont

Les masses érodées sont de l'ordre de 200 t pour *Er1*, 500 t pour *Er2* et 100 t pour la crue *Er3*. Ces masses correspondent au stock de sédiments potentiellement remobilisable pour ce type de crues. Ce stock peut être comparé à celui qui transite dans l'écoulement depuis l'amont sur des crues réelles pour évaluer la part de la contribution du lit aux matières en suspension de l'écoulement. A titre d'exemple, le flux de MES mesuré à la station amont pour la crue du 22/09/2019 est de 922 t et celui de la crue du 15/10/2019 est de 2134 t. Le stock des dépôts de sédiments potentiellement remobilisés dans le tronçon représente donc entre 11 % et 54 % du flux de la crue du 22/09/2019 et entre 5 % et 23 % du flux de la crue du 15/10/2019. Pour ces séquences de crues d'été et du début d'automne, le stock des dépôts mobilisés dans le lit du Galabre n'est donc pas négligeable devant la masse de MES dans l'écoulement à l'amont du domaine.

## V.4 CONCLUSION

La sensibilité des sorties de modélisation numérique (i.e. masses érodées) à la variabilité intra-zones de l'érodibilité a été évaluée ainsi que l'intérêt de prendre en compte la variabilité inter-zones de l'érodibilité dans la paramétrisation. Cette évaluation a été réalisée dans deux cas, l'un avec un jeu de données important permettant de caractériser de manière exhaustive la distribution statistique de l'érodibilité et l'autre avec un jeu de données incomplet. Des simulations en régimes permanents ainsi qu'avec des hydrogrammes triangulaires schématiques représentant des crues ont été réalisées.

Dans le cas où la variabilité de l'érodibilité est bien caractérisée, la sensibilité des sorties numériques à la variabilité intra-zones est importante mais reste modérée. Si l'objectif du modèle est d'estimer le flux généré pendant une crue, une valeur moyenne de l'érodibilité sur l'ensemble du domaine semble suffire pour la paramétrisation. En revanche, si l'objectif du modèle est d'évaluer l'évolution de chaque zone de dépôt, l'effort de spatialisation des variables d'érodibilité selon les zones de dépôts est alors nécessaire.

Dans le cas où la variabilité de l'érodibilité est mal caractérisée du fait d'un faible nombre de mesures, le risque de disposer de mesures correspondant plutôt aux extrémités des distributions statistiques réelles de l'érodibilité augmente. La sensibilité des masses érodées modélisées devient alors bien plus importante. Il est alors préférable d'utiliser une valeur unique dans le domaine et de considérer les résultats avec précaution.

# Chapitre VI Vers une estimation robuste des propriétés d'érosion des dépôts fins en rivière pour la modélisation numérique

---

## VI.1 INTRODUCTION

Les chapitres précédents ont mis en évidence la forte variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des sédiments fins dans les rivières à graviers. Cette variabilité se traduit par des différences qui peuvent être importantes sur les flux modélisés à l'aval et les masses érodées dans les différentes zones de dépôt.

L'objectif de ce chapitre est de proposer des recommandations pour la mesure de l'érodibilité des sédiments fins dans les rivières à graviers pour la modélisation numérique. Les objectifs de la modélisation peuvent être la compréhension des processus d'un événement précis, ou la prédiction des flux de MES et des contributions respectives des différentes zones de dépôt sur des plus grandes périodes temporelles ou des scénarii fictifs. Selon les objectifs de l'utilisateur, la stratégie (spatiale et temporelle) de mesure ainsi que les données à acquérir diffèrent.

Les questions abordées dans ce chapitre sont les suivantes :

- Quel appareil ou quelle combinaison d'appareils faut-il utiliser pour mesurer l'érodibilité sur le terrain ?
- Combien de mesures faut-il réaliser et où faut-il les faire ?
- A quelle fréquence temporelle faut-il faire des mesures sur le terrain ?
- Quelles mesures complémentaires faut-il faire et dans quel objectif ?

## VI.2 CHOIX DE L'APPAREIL DE MESURE

La première question qui se pose dans le cadre d'un guide méthodologique de mesure de l'érodibilité est le choix d'un ou des appareils de mesure. Même si les deux derniers chapitres se sont focalisés sur l'analyse des données issues du CSM seulement, du fait du grand nombre de mesures disponibles avec cet appareil, plusieurs appareils ont été utilisés lors des campagnes de terrain dans le but de les intercomparer et apporter des réponses à cette question. Cinq types différents d'appareils déployables sur le terrain ont été utilisés dont trois érodimètres : un à jets d'eau (CSM), un à hélice (EROMES), un canal hydraulique (ERODIMETRE), et deux appareils permettant la mesure de la résistance mécanique du sédiment : un scissomètre et un pénétromètre. Alors que le CSM, l'EROMES, le scissomètre et le pénétromètre permettent de réaliser des mesures relativement rapidement et directement in situ, l'utilisation de l'ERODIMETRE est plus chronophage et nécessite des prélèvements de carottes sédimentaires. Le nombre limité de mesures avec ce dernier par rapport aux autres implique de présenter les comparaisons de manière distincte dans une seconde sous-partie. Dans la troisième sous-partie, les résultats des inter-comparaisons globales sont discutés pour aboutir à des recommandations concernant le choix des appareils de mesure.

### *VI.2.1 INTER-COMPARAISON DU SCISSOMETRE, DU PENETROMETRE, DE L'EROMES ET DU CSM*

#### *VI.2.1.1 Scissomètre et pénétromètre*

Le scissomètre et le pénétromètre ont l'avantage majeur d'être très faciles d'utilisation et très rapides pour caractériser les dépôts sur le terrain. Ce sont les deux appareils avec lesquels le plus de mesures ont été réalisées. De plus, dans chaque zone de dépôt, les mesures ont été répétées 3 fois avec chaque appareil, permettant de capturer une grande partie de la variabilité spatiale à petite échelle.

Malgré une dispersion du nuage de points, les deux variables sont bien corrélées (coefficient de corrélation  $R = 0.62$ ) pour les deux sites d'études et toutes campagnes confondues (Figure VI.1). Cependant, ces appareils mesurent la résistance mécanique (ou géotechnique) et non pas l'érosion hydrique. Il s'agit donc d'une mesure d'un seuil de résistance du sédiment, comparable à la contrainte critique d'érosion obtenue avec les érodimètres. Ils ne permettent pas la mesure des flux d'érosion et donc de la variable  $M$ . Il est donc indispensable de les comparer aux érodimètres qui permettent de mesurer le processus d'érosion par l'eau.

### VI.2.1.1 Erodimètres et scissomètre

Les mesures avec l'EROMES et le CSM ont été comparées au scissomètre et au pénétromètre. Que ce soit pour les campagnes réalisées sur l'Isère et sur le Galabre, il n'existe pas de corrélations entre les contraintes critiques issues des deux érodimètres et les mesures avec le scissomètre et le pénétromètre. A titre d'exemple, la Figure VI.2 montre de fortes dispersions entre les mesures des deux érodimètres et celles du scissomètre pour l'ensemble des campagnes de mesures sur les deux sites. Même si leur utilisation est très rapide et permettent donc de réaliser un grand nombre de mesures pour caractériser la variabilité spatiale, il semble donc difficile d'envisager l'utilisation du scissomètre et du pénétromètre en combinaison avec les érodimètres, d'autant qu'ils ne permettent pas d'accéder à la variable  $M$ .

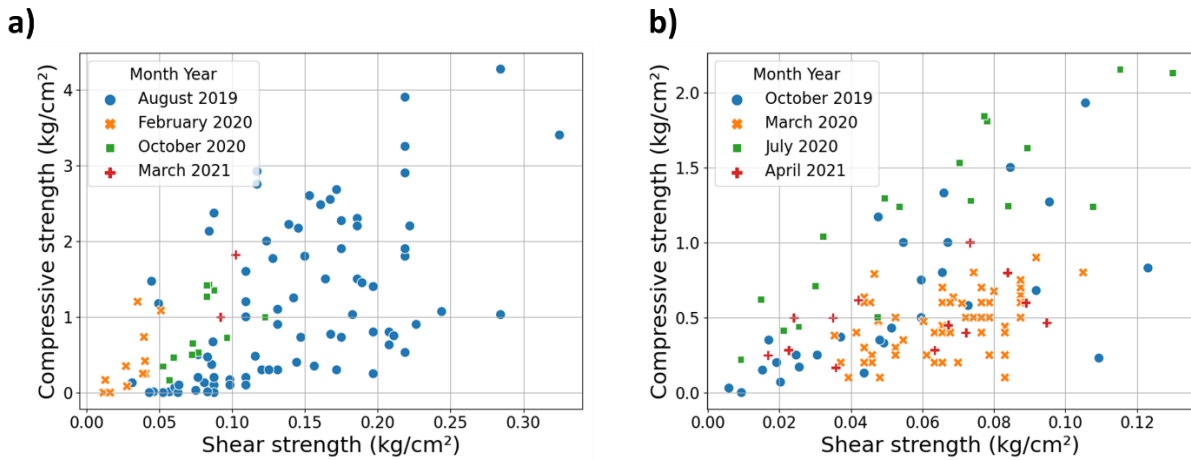


Figure VI.1 : Comparaison des valeurs de résistance des dépôts mesurées avec le scissomètre et le pénétromètre pour chaque campagne de mesure (a) sur le Galabre et (b) sur l'Isère. Dans ces figures, chaque point est une valeur moyenne des 3 mesures effectuées sur le patch de dépôt.

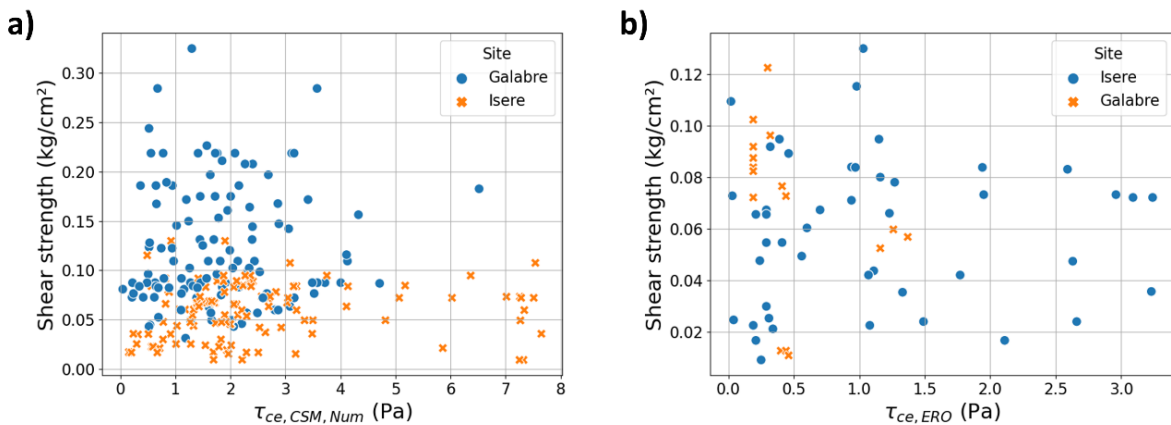


Figure VI.2 : Comparaison des contraintes critiques d'érosion obtenues par (a) le CSM et (b) l'EROMES avec les mesures au scissomètre.



### VI.2.1.2 EROMES et CSM

L'EROMES et le CSM présentent tous les deux l'intérêt pour la modélisation numérique à base physique d'estimer à la fois la contrainte critique d'érosion  $\tau_{ce,Num}$  et la constante d'érosion  $M$ . Nous avons vu que la contrainte critique obtenue avec ces deux appareils n'est pas corrélée à la résistance au cisaillement mesurée par le scissomètre ou le pénétromètre. Qu'en est-il entre les variables du CSM et de l'EROMES ? Ces deux érodimètres sont-ils cohérents entre eux ? Nous nous intéressons donc aux relations entre les deux variables estimées à partir des deux appareils. L'hypothèse de travail est d'observer des corrélations positives entre les variables obtenues par ces deux appareils, même si les sollicitations exercées, les échelles et zones de mesure des deux appareils sont différentes.

Pour l'ensemble du jeu de données acquis sur l'Isère et le Galabre, peu de corrélations semblent exister entre les contraintes critiques d'érosion et les taux d'érosion extraits par les deux érodimètres (Figure VI.3). En effet, la dispersion des contraintes critiques obtenues avec les deux appareils est très importante et aucune tendance ne se dégage pour les deux sites (Figure VI.3 a). Ceci est encore plus marqué pour la constante d'érosion  $M$ , dont les valeurs varient sur deux ordres de grandeurs (entre  $10^{-1}$  et  $10^1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ) pour les deux appareils et pour les deux sites, sans aucune relation entre les variables issues des deux appareils (Figure VI.3 b).

Du fait de la diversité des dépôts pendant les différentes campagnes de mesures, nous avons cherché à investiguer si certaines campagnes présentaient des tendances plus marquées entre les variables issues des deux appareils (Figure VI.4). C'est le cas par exemple, concernant les contraintes critiques, pendant la campagne de mars 2021 sur le Galabre où les valeurs les plus élevées de la contrainte critique d'érosion avec le CSM ( $> 2.5 \text{ Pa}$ ) étaient également les plus élevées avec l'EROMES ( $> 0.75 \text{ Pa}$ ) (Figure VI.4 a, points oranges). Il n'existe néanmoins pas de relations pendant la campagne d'octobre 2020 (Figure VI.4 a, points bleus). Pour les mesures sur l'Isère, il ne semble pas exister de relation entre les contraintes critiques issues des deux appareils pour les campagnes d'octobre 2019, mars 2020 et juillet 2020, mais une tendance apparaît pour les mesures de la campagne d'avril 2021 (Figure VI.4 c). Effectivement, pour cette campagne, la contrainte critique obtenue avec l'EROMES augmente avec la contrainte critique obtenue avec le CSM (Figure VI.4 c, points rouges). Concernant les taux d'érosion  $M$ , aucune tendance n'apparaît et ce, quelle que soit la campagne de mesure ou le site d'étude considéré (Figure VI.4 b,d).

Les comparaisons réalisées entre appareils étant basées sur des comparaisons point par point alors que la colocalisation des mesures n'est pas possible, la variabilité spatiale à petite échelle qui caractérise les dépôts peut expliquer tout ou partie de la dispersion obtenue dans les relations (Figure VI.4). Si l'on s'affranchit de cet effet lié à la variabilité spatiale locale en comparant les distributions des propriétés d'érosion à chaque campagne, on observe que les deux appareils capturent des tendances temporelles similaires de l'érodibilité (Figure VI.5). En particulier sur le Galabre, les deux appareils mesurent des contraintes critiques plus grandes pendant la campagne de mars 2021 par rapport à celles mesurées en octobre 2020 (Figure VI.5 a,b, rectangles verts). Sur l'Isère, la comparaison des deux appareils sur les campagnes de mars 2020, juillet 2020 et avril 2021 conduit à la même observation : les contraintes critiques obtenues avec les deux appareils sont cohérentes entre-elles, avec des sédiments plus résistants en avril 2021 par rapport aux dépôts en mars 2020 et juillet 2020 (Figure VI.5 c,d, rectangles verts). Cependant, pour la campagne d'octobre 2019, les contraintes critiques obtenues par le CSM sont du même ordre de grandeur que celles des campagnes de mars 2020 et juillet 2020, alors que les contraintes critiques obtenues par l'EROMES sont plus faibles que les autres campagnes (Figure VI.5 c,d, rectangles

## VI.2 Choix de l'appareil de mesure

rouges). Il y a donc un désaccord entre les deux appareils pour cette campagne. Il faut cependant souligner que le nombre de mesures effectuées par l'EROMES lors de cette campagne est le plus faible de toutes les campagnes sur l'Isère (n=8). Il est donc possible que la distribution des variables d'érodibilité soit caractérisée de manière incomplète par l'appareil, rendant la comparaison incohérente.

Au-delà des tendances relatives entre appareils, le dernier point important à souligner concerne les différences absolues importantes des valeurs d'érodibilité entre les deux érodimètres. La Figure VI.5 montre par exemple que la contrainte critique extraite de l'EROMES est inférieure à celle du CSM, d'un facteur 3 voire 4 selon les campagnes de mesures.

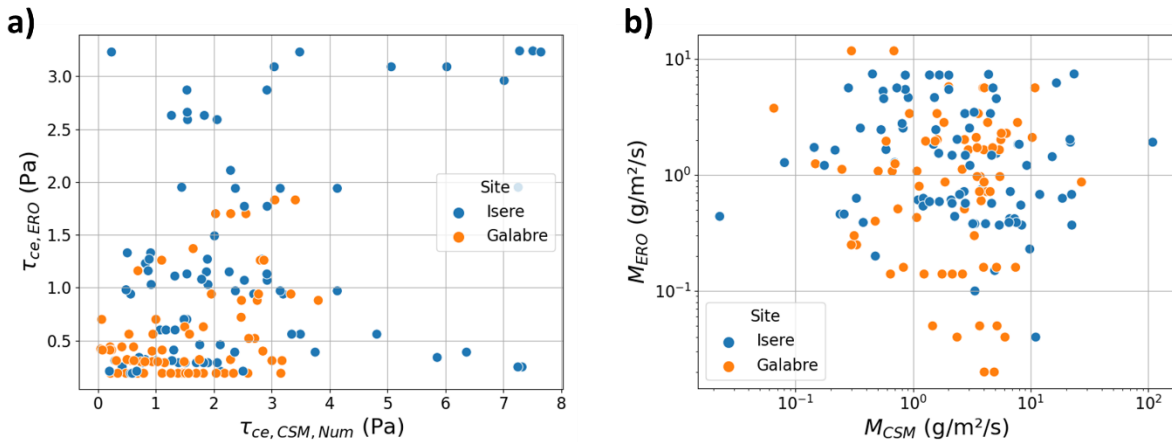


Figure VI.3 : Comparaison des variables issues de l'EROMES et du CSM sur l'Isère et sur le Galabre : (a) contrainte critique d'érosion et (b) constante de Partheniades  $M$ .

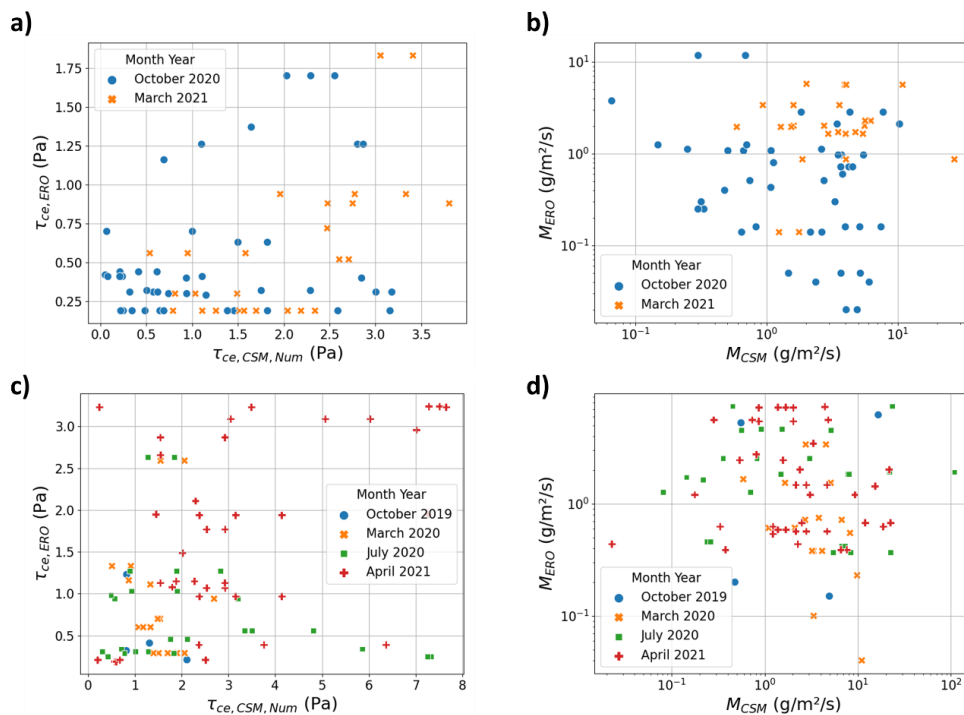


Figure VI.4 : Comparaison des variables issues de l'EROMES et du CSM pour chaque campagne (a,b) sur le Galabre et (c,d) sur l'Isère.

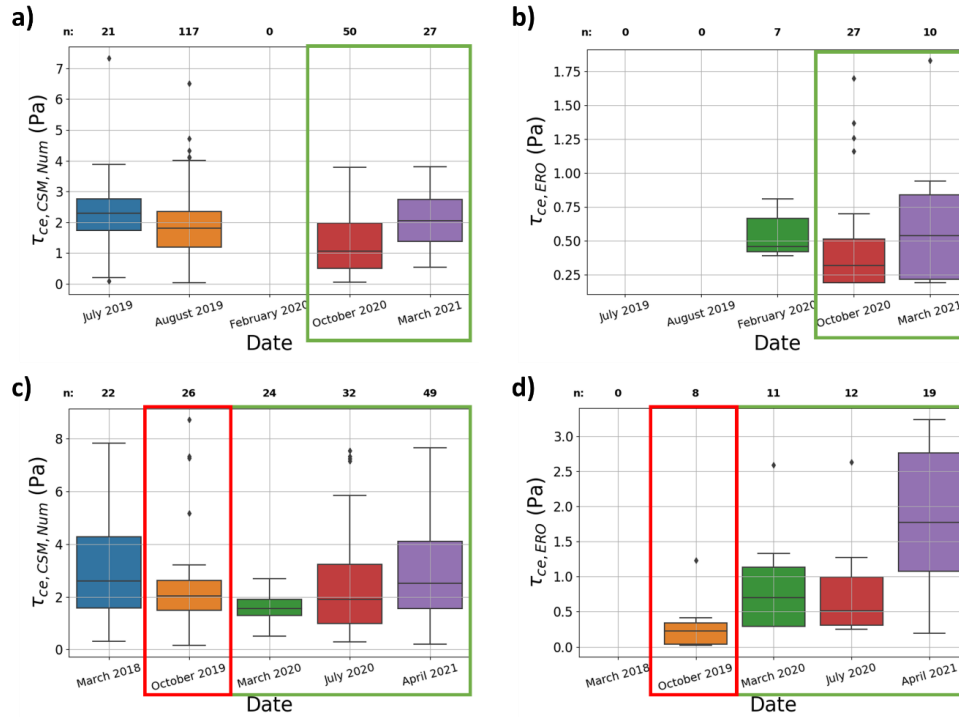


Figure VI.5 : Tendances temporelles de la contrainte critique d'érosion obtenue par le CSM et l'EROMES pour les campagnes sur (a,b) le Galabre et (c,d) l'Isère. Les rectangles verts correspondent aux campagnes où des tendances similaires sont observées avec les deux appareils alors que les rectangles rouges soulignent des tendances opposées.

## VI.2.2 INTER-COMPARAISON DES TROIS ERODIMETRES : CSM, EROMES ET ERODIMETRE

### VI.2.2.1 Campagne de mesure d'avril 2021 sur l'Isère

#### VI.2.2.1.1 Banc sélectionné pour les mesures

Les mesures ont été réalisées du 12 au 16 avril 2021 sur des sédiments fins déposés sur un banc de graviers dans le secteur de Fréterive (situé à 2.5 km à l'aval de la station de Grésy et à 3.2 km à l'amont de la confluence Isère-Arc). Ce banc a été choisi car il assurait : (i) une bonne facilité d'accès au banc, (ii) un espace nécessaire sur la berge pour installer l'ERODIMETRE et (iii) une disponibilité de dépôts (surfaciques, marginaux et en queue de banc) sur le banc pendant cette campagne.

#### VI.2.2.1.2 Choix des zones de dépôts pour les mesures

Les parties sommitales du banc étudié et les zones proches de la rive gauche du chenal principal présentaient des dépôts sableux ainsi que de végétation (Figure VI.6 a). Cette zone n'a pas été mesurée car les dépôts très secs et sableux rendaient la mesure avec l'EROMES et le CSM impossible du fait d'infiltration importante au cours des essais. Les zones privilégiées pour les mesures ont donc été les

## VI.2 Choix de l'appareil de mesure

dépôts en queue de bancs ou dans la zone de recirculation entre le banc et la zone végétalisée à l'aval (Figure VI.6 b), ainsi que les dépôts dans le chenal secondaire qui traverse la rive gauche du banc. Dans ces zones, les vitesses d'écoulement lentes favorisent le dépôt de sédiments fins. Les dépôts dans ces zones étaient composés de sables recouverts d'une couche de sédiments fins limoneux. De nombreuses zones étaient également couvertes d'une couche de biofilm de microphytobenthos de surface, reconnaissable par leur couleur verte ou marron (Figure VI.6 c).

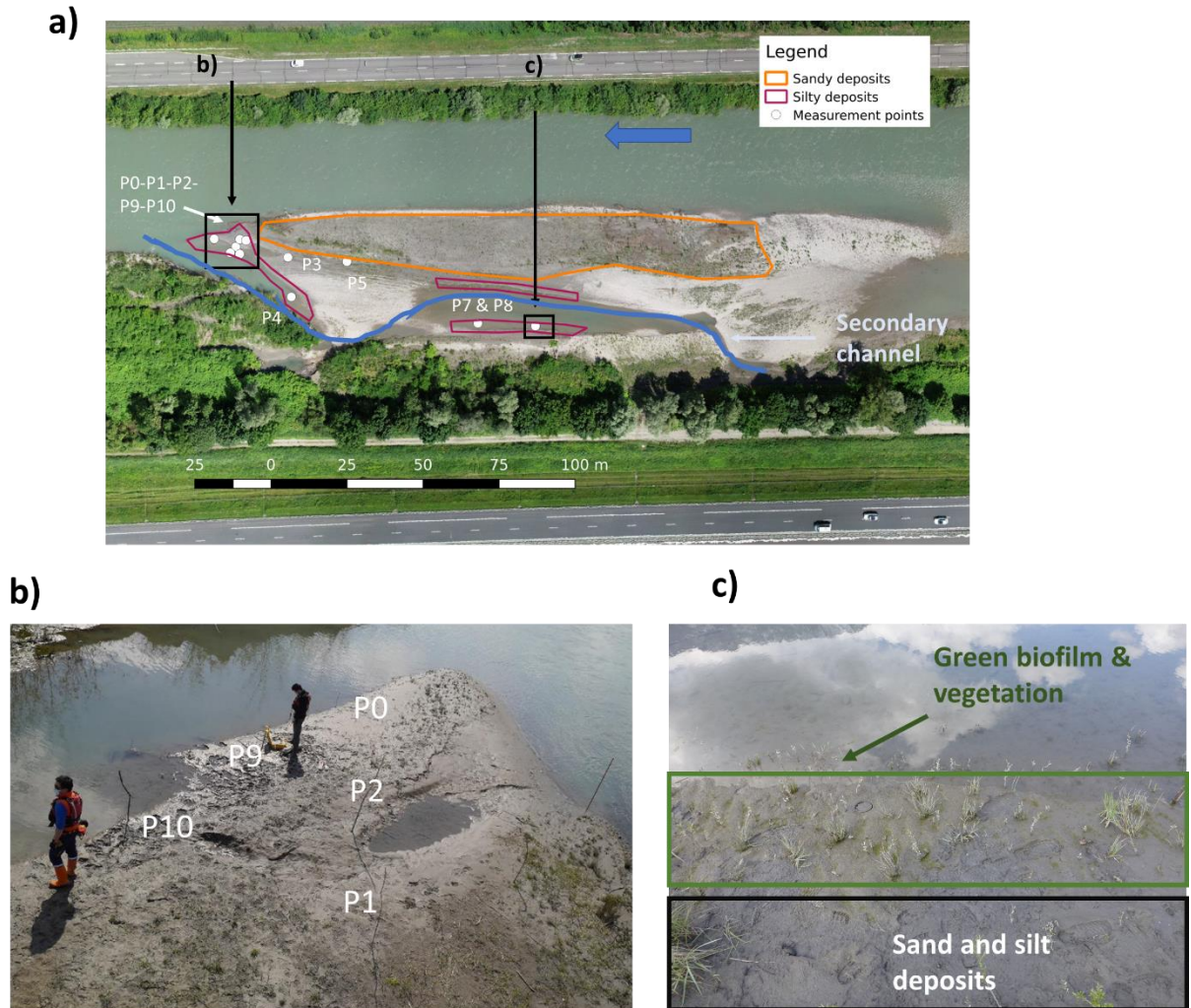


Figure VI.6 : (a) Positions des zones de mesures de la campagne d'avril 2021 sur l'Isère, (b) zoom sur les dépôts en queue de banc et (c) zoom sur une zone où une couche de biofilm de surface verte est visible au niveau de la zone de mesure P7.

Après investigation visuelle des dépôts sur le site, 10 zones de dépôts ont été sélectionnées pour réaliser des mesures avec les trois dispositifs :

- une zone sableuse (P1),
- sept zones sablo-limoneuses, dont certains recouvertes d'une couche de biofilm (P0, P2, P4, P7, P8, P9 et P10),
- deux zones sableuses et végétalisées situées plus en altitude sur le banc (P3 et P5).

Au total :

- 11 mesures ont été réalisées avec l'ERODIMETRE : 1 mesure par zone sauf dans la zone P2 où la mesure a été dupliquée,
- 19 mesures ont été réalisées avec l'EROMES : 2 pour chaque zone de dépôt sauf dans la zone P4 où une seule mesure a été possible,
- 53 mesures ont été réalisées avec le CSM : 3 à 6 mesures pour chaque zone de dépôt.

## VI.2.2.2 Résultats

### VI.2.2.2.1 Granulométrie, matière organique et teneur en eau des dépôts

Les diamètres médians dispersés varient de 59 à 115  $\mu m$  et les pourcentages de particules cohésives varient entre 41 et 55 % en moyenne (Tableau VI.1). Les dépôts les plus à l'aval, en queue de banc et dans la zone de recirculation d'eau en rive gauche dans la portion aval du banc (P0, P2, P9, P10, P4) ainsi que les dépôts dans le chenal secondaire (P7 et P8) sont fins alors que les dépôts plus haut en altitude et plus proches du centre du banc sont sableux (P1, P3 et P5). Les mesures de granulométrie confirment donc le ressenti visuel sur le terrain et il existe une ségrégation spatiale des dépôts en fonction de la granulométrie. Les mesures du diamètre médian dans les zones P5 et P9 montrent un écart-type sur les trois répliquas de l'ordre de 50 % de la valeur mesurée, ce qui témoigne d'une très forte variabilité au sein de chaque zone. Cette variabilité est notamment due à la variabilité granulométrique sur la verticale, du fait de la présence d'une très fine couche de sédiments fins limoneux sur une matrice de dépôts sableux. Cette fine couche peut être de l'ordre de quelques  $mm$  alors que le prélèvement est plutôt de l'ordre du  $cm$ . Les teneurs en eau de l'ensemble des dépôts sont du même ordre de grandeur, comprises entre 26 et 38 % et les densités de la couche de surface varient entre 650 et 1030  $g/L$  (Tableau VI.1).

Certains dépôts comme P1, P3 et P5 présentent une concentration très faible en chlorophylle a ( $< 15 mg/m^2$ ) alors que d'autres comme P0, P4 et P10 sont plutôt concentrés en chlorophylle a ( $> 80 mg/m^2$ ). Cette variable semble organisée spatialement similairement à la granulométrie : les zones propices au développement de la chlorophylle a sont situées proches de l'eau et préférentiellement dans les zones d'eau stagnante. Le pourcentage de matière organique est faible pour certains dépôts ( $< 0.5 \%$ ) et assez élevé pour d'autres ( $> 2 \%$ ). Aucune relation n'apparaît sur ces 10 échantillons entre le pourcentage de matière organique (MO) et la concentration en chlorophylle a (Tableau VI.1).

## VI.2 Choix de l'appareil de mesure

Tableau VI.1 : Propriétés des dépôts de la campagne d'avril 2021 sur l'Isère : diamètre médian absolu ( $d_{50}$ ), % de particules cohésives dans la distribution granulométrique absolue, pourcentage de matière organique (MO, %), teneur en eau massique de la couche de surface (%), densité apparente de la couche de surface (kg/L) et concentration en chlorophylle a (mg/m<sup>2</sup>).

Echantillon	$d_{50}$ (μm)	% <sub>fine</sub> (%)	MO (%)	Teneur en eau massique (%)	Densité de surface (kg/L)	Concentration en chl a (mg/m <sup>2</sup> )
<b>P0</b>	65 ± 18	50 ± 6	0.15 ± 0.11	38 ± 1	0.92 ± 0.22	155 ± 139
<b>P1</b>	115 ± 61	41 ± 15	1.9 ± 0.95	26.6 ± 5.2	1.03 ± 0.09	11.9 ± 18.7
<b>P2</b>	59 ± 23	55 ± 11	2.45 ± 0.72	29.5 ± 5.7	0.96 ± 0.09	63.5 ± 24.8
<b>P3</b>	86 ± 19	40.6 ± 5.9	1.98 ± 0.25	32.8 ± 0.2	1.05 ± 0.02	1.2 ± 1.2
<b>P4</b>	72 ± 25	49 ± 7	3.12 ± 0.17	30.8 ± 3.7	0.8 ± 0.03	82.4 ± 124.2
<b>P5</b>	101 ± 68	42 ± 15	0.45 ± 0.27	29.8 ± 3.4	1.01 ± 0.04	6.2 ± 7.1
<b>P7</b>	77 ± 4	44 ± 1	0.2	28.9 ± 3.1	0.98 ± 0.1	52.9 ± 13.7
<b>P8</b>	59 ± 9	52 ± 5	0.26 ± 0.12	26.8 ± 1.1	0.9 ± 0.03	38.4 ± 30.6
<b>P9</b>	60 ± 23	54 ± 10	0.51 ± 0.15	30 ± 5.9	0.77 ± 0.1	34.2 ± 35.4
<b>P10</b>	-	-	0.29 ± 0.11	33.6 ± 7	0.65 ± 0.01	143.2 ± 64.9

### VI.2.2.2 Inter-comparaison des appareils

Sur l'ensemble des mesures réalisées pendant cette campagne, les relations entre les variables issues de l'EROMES et du CSM avec celles issues du canal ERODIMETRE sont peu marquées (Figure VI.7).

Concernant la contrainte critique d'érosion (Figure VI.7 a), il n'y a pas de corrélation entre la mesure avec le CSM et celle avec l'ERODIMETRE. Il en est de même entre l'EROMES et l'ERODIMETRE sur l'ensemble des mesures, mais, en ne considérant que les contraintes critiques supérieures à 0.25 Pa obtenues par le canal, une tendance croissante semble exister entre les deux appareils (EROMES – ERODIMETRE). Une des raisons pouvant expliquer la forte dispersion des mesures pour les contraintes inférieures à 0,25 Pa est la spécificité des points de prélèvements : les points P1 et P5 correspondent à des zones très sableuses ( $d_{50} = 100 \mu m$ ) et la zone P5 présentait une épaisseur de dépôt faible qui a mis en difficulté la phase de carottage pour la mesure sur le canal. Ces éléments pourraient donc expliquer l'initiation de leur érosion rapidement dans le canal mais moins bien observée par l'EROMES (la remise en suspension des sables doit atteindre le niveau du turbidimètre pour être observée).

Les mêmes relations se retrouvent sur les taux d'érosion  $M$  (Figure VI.7 b). Bien que l'on observe une certaine cohérence entre les mesures issues de l'ERODIMETRE avec celles du CSM et de manière plus marquée avec l'EROMES, il existe très peu de corrélations entre les variables de ces trois appareils.

Il est important de noter qu'il existe une très forte variabilité sur les variables extraites par l'EROMES et le CSM dans chaque zone de dépôt. Les écart-types sur la contrainte critique sont de l'ordre de 20 % en moyenne mais peuvent atteindre 80 % dans certaines zones. Pour cette campagne, la variabilité spatiale



à petite échelle (dans chaque zone de mesure) semble être du même ordre de grandeur que la variabilité spatiale entre les différentes zones de dépôt. Cela complexifie donc l'inter-comparaison entre appareils. Une explication à cette forte variabilité pourrait être la présence de biofilms en quantité importante pendant cette campagne. Une corrélation positive a effectivement été observée entre la contrainte critique avec l'ERODIMETRE et la teneur en chlorophylle a ( $R = 0.5$ ). C'est la propriété du sédiment qui explique le plus la variabilité de la contrainte critique vue par le canal. De plus, le faciès de mesure le plus variable pour la contrainte critique EROMES (écart-type de  $1.3 Pa$ ), P10, est aussi un faciès pour lequel la quantité et la variabilité de la teneur en chlorophylle a est importante ( $143.2 \pm 64.9 mg. m^{-2}$ ). En outre, plusieurs études de la littérature ont montré que l'échelle spatiale à laquelle le biofilm varie est de l'ordre de quelques centimètres (Murphy et al., 2008; Tolhurst et al., 2003). Les corrélations entre l'érodibilité et les autres propriétés des sédiments, comme la granulométrie, la teneur en particules cohésives et en eau, sont très faibles. La variabilité à petite échelle n'a pas pu être étudiée avec le canal car les mesures sont très chronophages. Une seule mesure a été dupliquée au point P2. Ces deux mesures ont donné des valeurs semblables en termes de contrainte critique avec le canal ( $0.31$  et  $0.36 Pa$ ) mais la variabilité a été plus importante pour le taux d'érosion avec une variation du simple au double ( $0.15$  et  $0.32 g. m^{-2}. s^{-1}$ ).

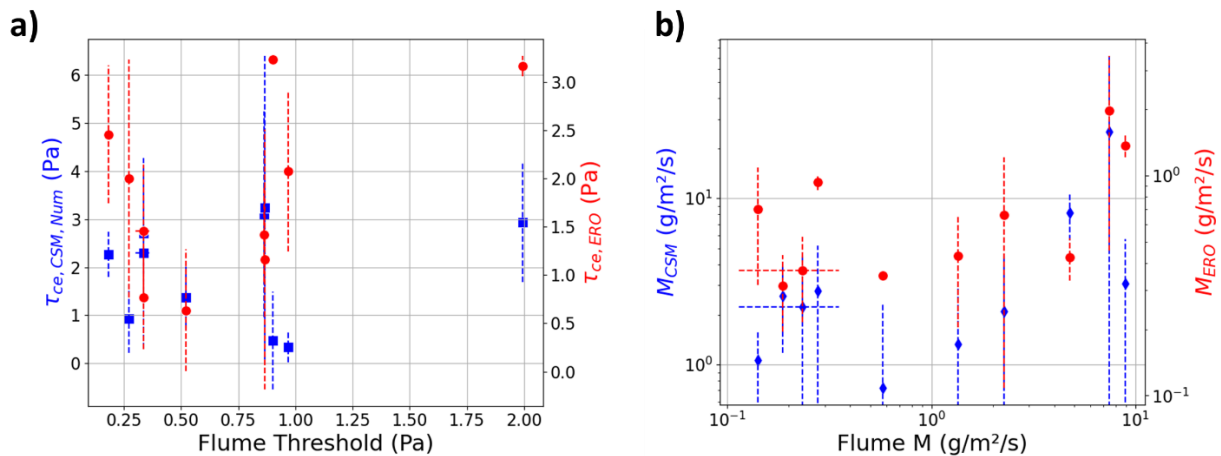


Figure VI.7 : Inter-comparaison (a) des contraintes critiques et (b) des constantes d'érosion obtenues par l'EROMES et le CSM avec celles obtenues par le canal. Les pointillés représentent l'écart-type des différentes mesures réalisées avec chacun des appareils sur chaque point.

### VI.2.3 SYNTHÈSE SUR LA COMPARAISON DES TROIS APPAREILS

Plusieurs facteurs peuvent expliquer les faibles corrélations entre les différents appareils de mesure : la nature de la sollicitation, les échelles spatiales des mesures (emprise et profondeur) confrontées à la variabilité spatiale des propriétés des sédiments sollicités ainsi que les éléments relatifs au protocole de mesure de chaque appareil.



### *VI.2.3.1 Nature des sollicitations hydrodynamiques et mécaniques*

Le CSM génère une sollicitation verticale sur la surface du sédiment, sous la forme de jets d'eau discontinus dans le temps. La rotation de l'hélice de l'EROMES génère une pression turbulente continue sur la surface du sédiment, mais également orientée verticalement comme pour le CSM. L'ERODIMETRE génère un écoulement horizontal turbulent, qui reproduit a priori une sollicitation plus représentative de celle d'un écoulement en rivière. Enfin, le scissomètre et le pénétrromètre réalisent tous les deux une mesure mécanique de résistance du sédiment, dont une est orientée verticalement (pénétrromètre) et l'autre horizontalement (scissomètre).

Les études antérieures ont mis en évidence des différences importantes entre appareils n'ayant pas la même nature de sollicitation. Lors de campagnes d'inter-comparaisons de plusieurs appareils, Widdows et al. (2007) ont trouvé très peu de concordance entre un CSM, un EROMES et des canaux annulaires. Les seules corrélations trouvées par les auteurs étaient entre appareils de même nature, à savoir entre trois types de canaux annulaires. Ils en concluent que la nature de la sollicitation est le facteur principal des différences de mesures entre appareils.

Watts et al. (2003) ont par contre montré des corrélations significatives entre la contrainte critique d'érosion par le CSM et la résistance géotechnique du sédiment. Néanmoins, sur l'Isère et le Galabre, aucune relation n'a été trouvée entre le CSM et le scissomètre ou le pénétrromètre (Figure VI.2 a,b). Cela peut être expliqué par les différences entre la sollicitation mécanique et hydraulique. Zreik et al. (1998) expliquent ainsi les différences d'un ordre de grandeur entre les mesures avec un canal annulaire et les mesures de la cohésion non drainée du sédiment. Ils émettent l'hypothèse que la mesure mécanique de cohésion s'effectue sur la macrostructure (ensemble de particules interconnectées) alors que dans le cas de la mesure hydrique, l'écoulement circule à travers les pores et l'érosion s'effectue au niveau de la microstructure (particules individuelles). En revanche, la nature mécanique de la sollicitation, semblable entre le scissomètre et le pénétrromètre, semble être un facteur essentiel expliquant les fortes corrélations obtenues entre ces deux mesures (Figure VI.1).

### *VI.2.3.2 Echelles spatiales*

Le deuxième facteur pouvant expliquer les différences observées est lié aux différences d'échelles spatiales, à savoir la surface et la profondeur de sédiments sollicitées par chacun des appareils, à mettre en parallèle de la variabilité spatiale des propriétés des dépôts à petite échelle.

En termes de surfaces sollicitées, le CSM est l'appareil dont l'emprise est la plus petite parmi les trois érodimètres avec une surface de  $7 \text{ cm}^2$ . En comparaison, les surfaces sollicitées par l'EROMES ( $50 \text{ cm}^2$ ) et le canal (de  $64 \text{ cm}^2$ ) sont 7 à 10 fois plus importantes que celle du CSM (Tableau VI.2). Plus la surface de sédiment sollicitée par l'appareil est grande, plus la variabilité de petite échelle, relative à l'hétérogénéité locale du sédiment, est lissée dans la mesure (Amos et al., 2004; Tolhurst et al., 2000). Ainsi, plus l'hétérogénéité dans le sédiment est marquée, plus les différences entre appareils d'emprises différentes peuvent être importantes. La morphologie particulière des rivières à graviers, leur régime hydro-sédimentaire intermittent ainsi que la rugosité variable des matrices de graviers peuvent créer des

conditions très locales de dépôts et donc une forte hétérogénéité. Cette hétérogénéité est probablement encore plus marquée que dans les environnements estuariens où les quelques études d'inter-comparaison ont été réalisées. Pour la campagne d'avril 2021 sur l'Isère en particulier, la présence d'une quantité importante de biofilms sur les dépôts a probablement accentué encore plus la variabilité spatiale à petite échelle. Ces éléments de comparaison de l'emprise spatiale des appareils peuvent donc expliquer une partie des différences observées entre les appareils.

Associées à ces différences de surfaces sollicitées, s'ajoutent des profondeurs sollicitées différentes (Tableau VI.2) non seulement entre appareils mais également d'un essai à un autre pour un même appareil au regard de la variabilité spatiale des dépôts. Sans mesure de profondeurs sollicitées disponibles systématiquement, il n'est pas possible d'évaluer pleinement l'impact de ce facteur sur les différences entre appareils. Il semble néanmoins que la sollicitation générée par le CSM soit plus profonde que celle de l'EROMES puisqu'elle est très localisée et atteint des pressions de jets importantes (Figure VI.8 b,c). Lors des mesures avec le canal, il a été observé une érosion pouvant démarrer en des points très localisés « fragiles » de la carotte, et se poursuivant ensuite en profondeur sur quelques centimètres (Figure VI.8 a). La profondeur sollicitée est donc un élément qui diffère entre les dispositifs.

Concernant le scissomètre et le pénétromètre, les surfaces et épaisseurs sollicitées sont très différentes (Tableau VI.2). Selon les hypothèses énoncées, nous nous attendons à avoir des différences importantes entre ces deux appareils. Pourtant, les corrélations sont fortes entre ces deux dispositifs (Figure VI.1). Comme discuté dans la section précédente, la nature de la sollicitation mécanique très proche entre le scissomètre et le pénétromètre expliquent les corrélations importantes des mesures. Par ailleurs, les mesures ont été répétées 3 fois dans chaque zone et les valeurs retenues sont déjà moyennées en chaque point. Cet effet statistique permet de lisser les valeurs et réduire alors la variabilité spatiale locale. La légère dispersion peut donc être expliquée par les différentes surfaces et épaisseurs sollicitées entre ces appareils ainsi que la direction de la sollicitation.

Au-delà des échelles spatiales de mesure, les mesures des différents appareils étant destructives, il est impossible de co-localiser les mesures exactement au même endroit, même pour les appareils ayant une emprise spatiale similaire. A titre d'exemple, il est impossible de réaliser une mesure EROMES puis d'effectuer le carottage pour le canal sur les mêmes  $50 \text{ cm}^2$  qui ont été sollicités par l'EROMES. Pour cela, les mesures sont faites proches les unes des autres (typiquement à 10 – 50 cm près), en supposant qu'il s'agit du même faciès de sédiment avec les mêmes propriétés d'érodibilité, mais ce n'est pas forcément le cas au regard de la forte hétérogénéité spatiale. Quelques éléments peuvent néanmoins être apportés sur ce dernier point au regard des fortes corrélations obtenues entre le scissomètre et le pénétromètre (Figure VI.1). Les mesures réalisées avec ces deux appareils n'étant ni colocalisées ni représentatives des mêmes surfaces et profondeurs, les bonnes relations observées entre les contraintes critiquées estimées avec ces appareils suggèrent que la variabilité spatiale à petite échelle n'est peut-être pas le facteur explicatif dominant de la dispersion forte des relations avec et entre les autres appareils (i.e. les érodimètres).

## VI.2 Choix de l'appareil de mesure

Tableau VI.2 : Surfaces ( $cm^2$ ) et épaisseurs (mm) sollicitées par chacun des érodimètres, du scissomètre et du pénétromètre ainsi que le temps nécessaire pour la mesure et à posteriori (filtrations, post-traitement etc.). Les épaisseurs sollicitées par les trois érodimètres (CSM, EROMES, ERODIMETRE) ne sont pas mesurées et sont difficiles à estimer : les valeurs reportées sont des estimations des gammes basse et hautes sur la base des observations visuelles.

Dispositif	Surface sollicitée ( $cm^2$ )	Épaisseur sollicitée (mm)	Temps de la mesure (min)	Temps a posteriori (filtration, post-traitement)
<b>CSM</b>	7	0 – 10	5	2 h
<b>EROMES</b>	50	0 – 5	30	24 h
<b>ERODIMETRE</b>	64	0 – 20	120	24 h
<b>Scissomètre</b>	17	5	0.1	5 min
<b>Pénétromètre</b>	0.3	22	0.1	5 min

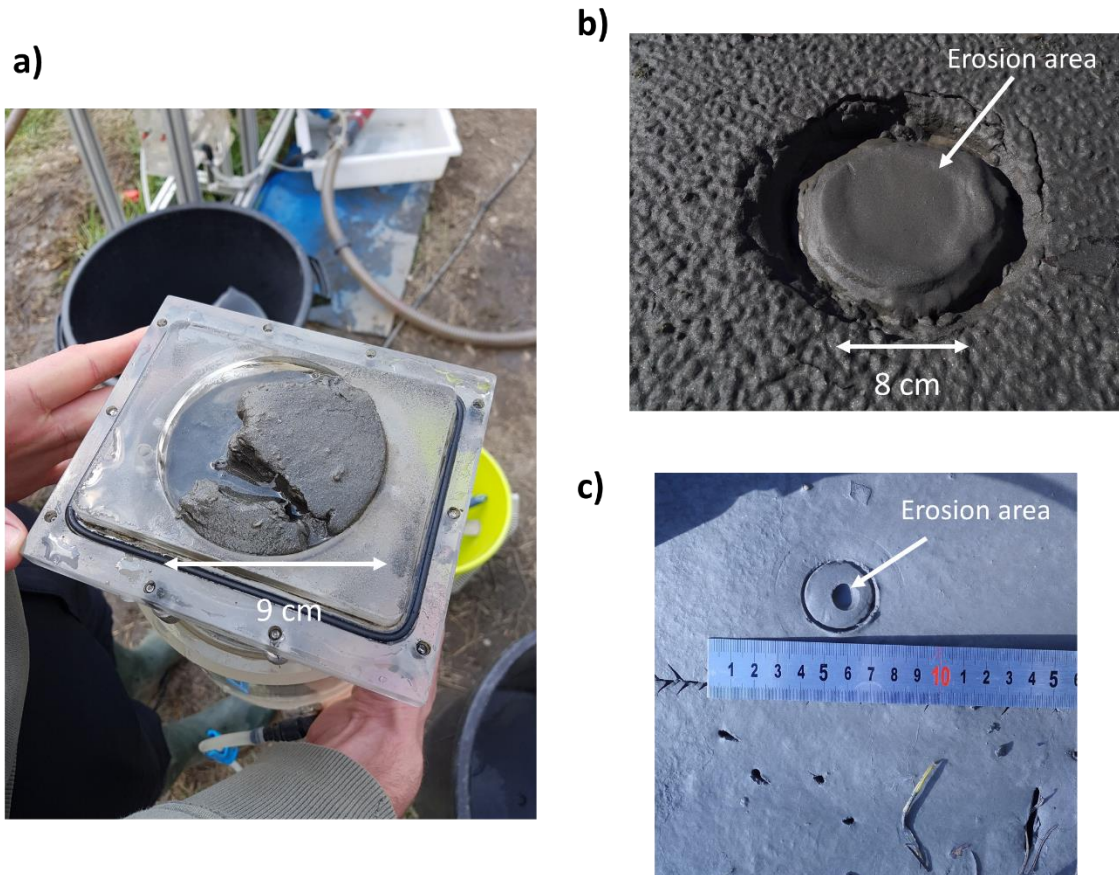


Figure VI.8 : Photographie de l'érosion générée en fin de mesure avec (a) l'ERODIMETRE (campagne d'avril 2021 sur l'Isère), (b) l'EROMES (campagne d'octobre 2020 sur le Galabre) et (c) le CSM (campagne d'octobre 2020 sur le Galabre).

### *VI.2.3.3 Protocole de mesure des appareils*

Outre la nature de l'érosion, l'emprise spatiale et la profondeur sollicitée, les éléments relatifs au protocole de mesure de chaque appareil ont une importance sur les variables extraites. Les éléments discutés ci-dessous existent pour l'ensemble des érodimètres et introduisent des erreurs aléatoires qui participent à la dispersion des distributions des variables obtenues et donc des relations entre appareils.

Premièrement, la mesure avec les trois érodimètres est intrusive. Même si les étapes sont réalisées délicatement et avec précaution sur le site de mesure, elles peuvent fortement impacter l'échantillon. Les étapes critiques sont l'insertion de la chambre du CSM ou de l'EROMES dans le sédiment ou le carottage pour l'ERODIMETRE ainsi que la phases de remplissage en eau des appareils. Pour l'ERODIMETRE, s'ajoute le problème du transport de la carotte vers le canal durant lequel les vibrations peuvent également impacter les propriétés physiques de l'échantillon. Ce dernier point est néanmoins estimé peu impactant dans notre cas car le canal était placé à moins de 5 *min* à pied du site de prélèvement.

Deuxièmement, les paliers de contraintes appliquées et le temps de chaque palier lors de la mesure peuvent jouer un rôle dans l'estimation de l'érodibilité. Effectivement, si les différences en termes de pression entre les paliers successifs sont grandes, il y a un risque de surestimation de la contrainte critique. A l'inverse, si les paliers sont très proches les uns des autres, l'initiation de l'érosion (point d'inflexion dans la courbe) pourrait être moins marquée sur le signal et donc plus difficile à extraire. Le fait que les trois appareils ont des temps de paliers différents peut donc introduire des différences dans les comparaisons entre appareils.

Troisièmement, quelque soit la méthode de calibration des contraintes et des MES pour chacun des dispositifs de mesure, il existe des incertitudes dues à ces calibrations. Pour le canal et l'EROMES, un turbidimètre mesure l'évolution de la concentration en MES dans le dispositif. Sa calibration étant basée sur des prélèvements en fin d'essai, la robustesse de la calibration dépend donc de la nature du sédiment et de la sensibilité du turbidimètre utilisé sur les gammes de concentrations atteintes. De la même manière, pour le CSM, la transmission optique est utilisée comme proxy de la concentration. Cette mesure est également sensible à la nature du sédiment et à la concentration. Pour la calibration des contraintes appliquées aux différents paliers, celle du CSM est basée sur des manipulations de laboratoire avec des grains de sable dont la contrainte critique est connue. Nous avons vu au chapitre II que cette calibration est limitée et discutable. Pour l'EROMES, la contrainte appliquée a été mesurée à l'aide d'un mini ADV mais uniquement en un seul point à une hauteur de 0.5 *cm* du fond. Cette calibration présente donc également ses limites. Enfin, avec le canal, l'écoulement est bien maîtrisé à l'aide d'un débitmètre et les contraintes appliquées sont donc supposées mieux calibrées, mais présentent également des incertitudes au même titre que les deux autres érodimètres. Les différentes calibrations réalisées pour les érodimètres peuvent donc également expliquer une partie du manque de consensus entre les appareils.

Un dernier élément qui peut exacerber les différences entre les appareils est la méthodologie de post-traitement des signaux pour en extraire les variables d'intérêt. Il existe en effet plusieurs méthodes pour calculer ou extraire des signaux les contraintes critiques, les flux d'érosion ainsi que les taux d'érosion. Les méthodologies d'extraction des variables dépendent des utilisateurs et des appareils. Effectivement, chaque appareil possède une méthodologie usuelle de traitement de son signal pour en extraire les variables. Ces effets sont supposés minimisés dans ce travail car la même méthodologie a été employée pour les trois appareils, à savoir se ramener à la loi linéaire de Partheniades. Néanmoins, même en

standardisant les protocoles de mesure et la méthodologie d'extraction des variables, Tolhurst et al. (2000) ont observé des différences significatives entre différents appareils.

### VI.2.4 CONCLUSION SUR LE CHOIX DU DISPOSITIF DE MESURE

L'inter-comparaison des différents dispositifs de mesures n'a pas permis de mettre en évidence de corrélations significatives entre appareils. Ce manque de corrélation a déjà été observé dans d'autres environnements (Tolhurst et al., 2000; Widdows et al., 2007) et a été attribué à différents facteurs que ce soit en termes de nature de la sollicitation, d'emprises spatiales ou de protocole de mesure. Cela rend difficile la décision du choix de l'appareil de mesure idéal de l'érodibilité dans les rivières à graviers. Le fait qu'aucun appareil ne ressorte de manière évidente comme le meilleur appareil signifie que le choix doit s'orienter en fonction des objectifs de l'étude et des avantages et inconvénients de chacun des dispositifs.

L'objectif de ce travail était d'obtenir des valeurs quantifiées de la contrainte critique et du taux d'érosion pour alimenter la modélisation numérique à base physique et tester des hypothèses sur les processus dominants et leur sensibilité à la paramétrisation. Le scissomètre et le pénétromètre, malgré leurs avantages en termes de rapidité et de légèreté, ne permettent que la mesure de la contrainte critique et pas du taux d'érosion. De plus comme ils ne peuvent pas être considérés comme un proxy de l'érodibilité mesurée par les érodimètres CSM et EROMES (Figure VI.2), qui aurait pu permettre de capturer plus rapidement la variabilité spatiale de la contrainte critique des dépôts en les combinant avec quelques mesures CSM ou EROMES, le scissomètre et le pénétromètre ne sont pas recommandés pour répondre aux objectifs fixés. Seuls les trois types d'érodimètres, à jets verticaux (CSM), à hélice (EROMES) ou à écoulement horizontal (ERODIMETRE) permettent la mesure simultanée et rigoureusement au même endroit des deux variables d'intérêt. Les principales limites du canal sont la difficulté de son transport (si on souhaite le transporter sur site pour limiter l'impact du déplacement sur la carotte) et la durée de l'essai. Il ne permet donc pas de réaliser de nombreuses mesures et de caractériser de manière exhaustive la variabilité spatiale de l'érodibilité très forte dans les rivières à graviers. De plus, les épaisseurs de sédiments fins déposés sont parfois faibles ( $< 5\text{ cm}$ ) sur certaines zones dans ces rivières, ce qui rend le carottage difficile voire impossible pour la mesure avec l'ERODIMETRE. Le CSM et l'EROMES au contraire permettent de mesurer dans des zones de dépôts peu épais, et offrent la possibilité de mieux caractériser la variabilité spatiale et temporelle par leurs tailles réduites et leur temps de mesure réduit. Cependant, ils possèdent tous les deux des limites, au même titre que le canal, à savoir : (i) l'impossibilité de la mesure dans les zones sableuses ou sèches et (ii) les défauts des calibrations de la contrainte appliquée au fond. Du fait des limites discutées et en particulier des calibrations différentes, les valeurs absolues entre EROMES et CSM ne sont pas les mêmes (Figure VI.5), mais les tendances relatives sont comparables.

Même si la comparaison du CSM et de l'EROMES avec l'ERODIMETRE n'a pas abouti à des relations significatives, il est important de rappeler que cette inter-comparaison sur une seule campagne de mesure présente des limites. Il faudrait probablement réaliser des mesures plus nombreuses avec des sédiments de nature différente, issus de périodes différentes (au regard des tendances cohérentes observées entre le CSM et EROMES entre campagnes et non point par point, Figure VI.5) ou d'environnements différents (de retenues de barrages par exemple ou des sédiments estuariens) pour observer des tendances significatives entre appareils. Néanmoins, au vu des résultats des mesures réalisées et des fortes variabilités spatiales et temporelles observées, nous privilégions l'utilisation du CSM ou de l'EROMES. En revanche, au regard des difficultés de calibrations et du manque de corrélations entre l'EROMES et le CSM,

les mesures doivent être considérées comme relatives et non pas absolues. Ces appareils permettent donc d'estimer les ordres de grandeurs des variations spatiales et temporelles devant s'accompagner d'études de sensibilité numériques.

## VI.3 CHOIX DES POSITIONS ET DU NOMBRE DE MESURES

Où faut-il placer les points de mesure et combien faut-il en faire ? Ces deux questions se posent au regard des résultats numériques présentés dans le chapitre précédent sur la sensibilité des sorties de modélisation numérique aux variables décrivant l'érodibilité. Que celles-ci soient spatialisées ou non dans les modèles, les valeurs choisies ont un effet significatif sur les sorties numériques. Il faut donc optimiser les positions ainsi que le nombre de mesures sur le terrain pour estimer correctement la distribution des contraintes critiques et des taux d'érosion, tout en minimisant le nombre de mesures et donc le temps nécessaire sur le terrain.

### VI.3.1 CHOIX DES POSITIONS DES MESURES

#### VI.3.1.1 Recommandations basées sur les mesures

Les mesures présentées dans le chapitre IV ont montré qu'il existe une forte variabilité spatiale de l'érodibilité (Haddad et al., 2022). Cette variabilité est liée à une structuration de l'érodibilité des dépôts sur les bancs de graviers :

- les dépôts de faible altitude, proches de l'écoulement et présentant une humidité élevée (proches de la saturation en eau) sont peu résistants,
- les dépôts de moyenne altitude, un peu plus éloignés de l'écoulement et présentant une humidité moyenne sont très résistants,
- les dépôts d'altitude élevée, perchés sur les parties sommitales des bancs, présentant une humidité faible, sont très peu résistants.

Cette organisation spatiale observée pour les deux rivières graviers contrastées étudiées dans ce travail suggère de recommander des mesures sur chacune de ces zones, en fonction de la disponibilité des dépôts, pour caractériser entièrement la variabilité spatiale de l'érodibilité. En effet, si une de ces zones est négligée, les distributions des contraintes critiques et des taux d'érosion obtenues seront biaisées. Prenons par exemple les mesures avec le CSM pendant la campagne d'août 2019 sur le Galabre. La médiane des contraintes critiques d'érosion pour l'ensemble des mesures est d'environ  $1.9 Pa$ . Si les mesures avaient eu lieu uniquement sur les dépôts marginaux, cette valeur serait de  $2.3 Pa$  et au contraire si elles avaient eu lieu uniquement sur les dépôts surfaciques, la médiane serait de  $1.2 Pa$ , introduisant ainsi un facteur 2 sur les valeurs médianes (Figure VI.9 a). Ces écarts importants peuvent se retrouver sur d'autres descripteurs des populations mesurées comme le 1<sup>er</sup> et le 3<sup>ème</sup> quartile : l'ensemble de la

### VI.3 Choix des positions et du nombre de mesures

distribution est surestimé avec uniquement les mesures sur les dépôts marginaux et sous-estimée avec uniquement les mesures sur les dépôts surfaciques. Pour la constante d'érosion  $M$  (Figure VI.9 b), les différences sont un peu moins marquées entre les trois distributions, mais suivent les mêmes tendances : la distribution de la variable est sous-estimée pour les dépôts marginaux (érosion plus lente) et surestimée pour les dépôts surfaciques (érosion plus rapide).

Il faut donc, dans la mesure du possible et selon la disponibilité des dépôts (donc selon les crues qui ont précédé la campagne), réaliser des mesures dans les trois zones : dépôts saturés en eau, dépôts marginaux et dépôts surfaciques. Cela permet de caractériser entièrement la variabilité spatiale à un temps donné, par exemple avant une chasse hydraulique de barrage ou un évènement de crue naturelle prévisible.

Pour identifier les extensions spatiales de ces trois zones, l'humidité volumique semble être une mesure indispensable. Elle permet facilement de définir ces différentes zones de dépôts qui ont un comportement différent. Il s'agit d'une mesure à réaliser en premier, lors d'une phase de repérage sur le terrain, pour définir les zones sur lesquelles des mesures d'érodibilité doivent être faites. L'utilisation d'un dispositif de mesure de l'humidité volumique sur le terrain tel que le delta-T SM150 est adapté car il permet de réaliser rapidement une cartographie de l'humidité des dépôts tout en ayant une faible incertitude ( $< 5\%$ ).

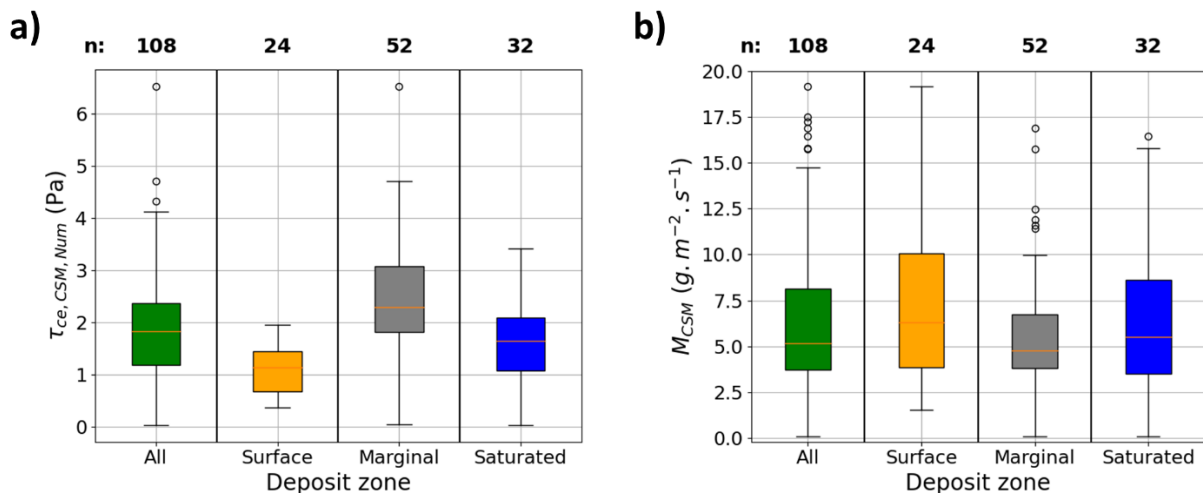


Figure VI.9 : Distributions de (a) la contrainte critique d'érosion et (b) la constante d'érosion obtenues par le CSM pour la campagne d'août 2019 sur le Galabre pour les cas suivants : l'ensemble des mesures, uniquement les mesures dans les zones surfaciques, uniquement les mesures dans les zones marginales et uniquement les mesures dans les zones saturées en eau. n correspond au nombre de mesures pour chaque cas.

#### VI.3.1.2 Recommandations basées les résultats numériques

L'objectif des mesures étant dans ce travail d'apporter des données d'entrée pour la modélisation numérique à base physique, les recommandations précédentes basées sur les mesures peuvent être complétées au regard de la sensibilité des modèles numériques à ces variables. Les résultats des différents scénarii testés avec le modèle numérique sur le Galabre au chapitre V (Figure V.11) ont montré que :

- lors des crues, les contraintes hydrauliques sont rapidement élevées dans la zone des dépôts immergés ou saturés en eau proches du talweg, conduisant à une érosion rapide des sédiments



dans cette zone. La sensibilité des sorties de modélisation aux variables d'érodibilité de cette zone est donc faible,

- pour les scénarii testés, la zone de dépôts marginaux est la plus contributrice au flux de MES de l'écoulement, malgré le fait que ces dépôts soient les plus résistants. Ceci est dû à la position de ces dépôts, plus proches de l'écoulement que les dépôts surfaciques,
- enfin, pour les crues les plus énergétiques (comme la crue *Er2*), les dépôts dans les zones surfaciques représentent une portion importante de la masse érodée pendant la crue, et le paramétrage de cette zone introduit le plus de sensibilité dans le modèle numérique.

Ainsi, au regard de la sensibilité des sorties de modélisation, il faut donc privilégier des mesures dans les zones marginales et surfaciques, dans le but de bien caractériser la distribution des variables d'érosion dans ces zones, qui sont les plus sensibles et les plus contributrices au flux total. Les zones saturées en eau possèdent des valeurs de ces variables comprises entre celles des zones marginales et celles des zones surfaciques. Il n'est donc pas nécessaire de réaliser des mesures dans ces zones mais il est possible de leur attribuer des valeurs moyennes des deux autres zones. Etant donnée la sensibilité réduite du modèle à cette zone, une erreur sur ces valeurs ne conduit pas à des écarts élevés sur les variables de sorties modélisées.

## VI.3.2 CHOIX DU NOMBRE DE MESURES

Nous nous intéressons à présent au nombre de mesures nécessaires à réaliser sur le terrain. Du fait du temps important que nécessitent ces mesures, que ce soit sur le terrain ou a posteriori (Tableau VI.2), l'objectif est d'optimiser leur nombre permettant d'estimer correctement la variabilité observée sur le terrain. Le nombre de mesures minimal doit contenir presque toute l'information de l'échantillon total, c'est-à-dire des estimations correctes des statistiques décrivant la distribution des variables et pas seulement une valeur moyenne. Les résultats numériques sur le Galabre (chapitre V) montrent en effet que la sensibilité du modèle est accrue lorsque l'on se place dans les extrémités des distributions, c'est-à-dire en deçà du 1<sup>er</sup> quartile et au-delà du 3<sup>ème</sup> quartile. Le nombre de mesures réalisées doit donc estimer correctement la médiane ainsi que les valeurs du 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartile, et cela dans les zones marginales et surfaciques, comme recommandé dans la section précédente. Ces trois statistiques (médiane, 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartiles) permettront de fournir les gammes sur lesquelles les variables devront être modifiées dans le modèle dans le cadre d'une étude de sensibilité.

### VI.3.2.1 Méthodologie

Pour estimer la taille minimale de l'échantillon permettant de bien caractériser la distribution des variables d'intérêt, un sous-échantillonnage a été effectué pour différentes tailles d'échantillon variant de 10 % à 100 % de la totalité des mesures. La méthodologie de « bootstrap » a été appliquée dont les étapes sont détaillées ci-dessous :

1. un échantillon de la taille voulue est tiré au sort (échantillonnage sans reprise),
2. les statistiques d'intérêt (médiane et quartiles) sont évaluées sur l'échantillon choisi,
3. les étapes 1 et 2 sont répétées  $B = 100$  fois,

### VI.3 Choix des positions et du nombre de mesures

4. la moyenne et l'écart-type des statistiques (médianes et quartiles) obtenues 100 fois sont évaluées.

Ainsi, pour chaque sous-échantillon, une estimation des variables d'intérêt (médiane et quartiles moyens) et une incertitude (écart-type) sur cette estimation sont fournies par cette méthodologie. Nous supposons alors que l'ensemble de la variabilité est présente dans l'échantillon total et nous nous attendons à (i) approcher les statistiques de l'échantillon total et (ii) réduire l'incertitude (écart-type) reliée à l'estimation de chaque statistique lorsque la taille de l'échantillon augmente. Nous allons considérer que la statistique est correctement estimée à partir du nombre de mesures nécessaires si elle se situe dans la gamme de  $\pm 10\%$  de la valeur avec l'ensemble du jeu de données et si son écart-type est également inférieur à 10 % de la valeur.

#### *VI.3.2.2 Résultats et discussion sur le choix du nombre de mesures*

Cette méthodologie a été appliquée pour la campagne d'août 2019 sur le Galabre (Figure VI.10) car il s'agit de la campagne de mesure pour laquelle il y avait la plus grande diversité de dépôts (en eau, marginaux et surfaciques) et pour laquelle le plus de mesures avec le CSM ont été réalisées. On estime que pour cette campagne l'ensemble de la variabilité spatiale de chaque zone a été bien caractérisée. Cette campagne est donc la plus propice à l'application de la méthodologie présentée et pour en déduire des recommandations du nombre de mesures nécessaires sur le Galabre.

Pour les deux variables ( $\tau_{ce}$  et  $M$ ) et les deux zones (marginale et surfacique), les quartiles et dans une moindre mesure les médianes ont tendance à être mal estimées pour un échantillon de taille petite (10 % de la taille de l'échantillon total) puis se rapprochent des valeurs de l'échantillon total (Figure VI.10). Les écarts-types (barres verticales) ont tendance à diminuer lorsque la taille de l'échantillon augmente (Figure VI.10), ce qui signifie que l'estimation est de plus en plus fiable lorsque la taille de l'échantillon augmente. De manière générale ces observations montrent que l'estimation des statistiques d'intérêt de la distribution est meilleure lorsque la taille de l'échantillon est grande.

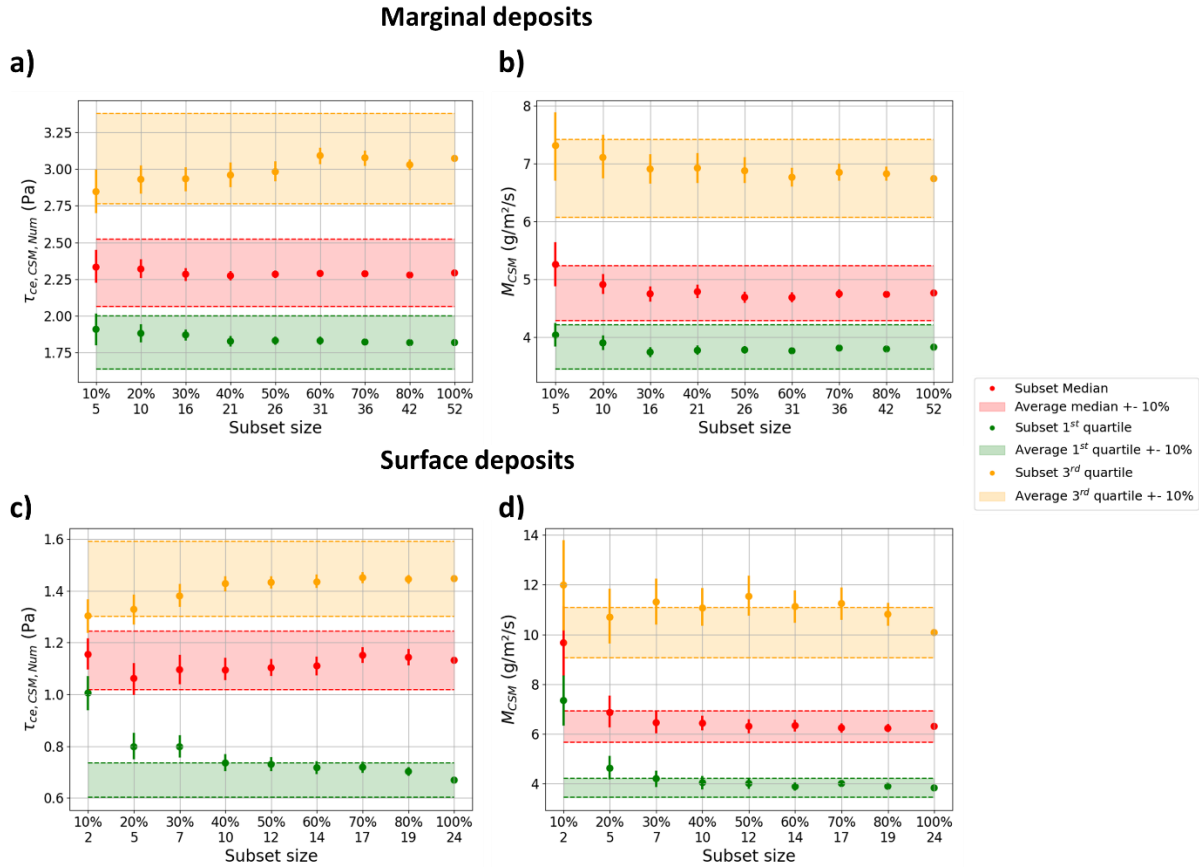


Figure VI.10 : Estimation de la contrainte critique d'érosion ainsi que la constante de Partheniades pour la campagne d'août 2019 sur le Galabre. La méthode « bootstrap » est appliquée avec des échantillons de tailles variables entre 10 et 100 % pour les dépôts marginaux (a et b) et les dépôts surfaciques (c et d). Les zones colorées correspondent à  $\pm 10\%$  de la statistique (médiane, 1<sup>er</sup> ou 3<sup>ème</sup> quartile) de l'échantillon total.

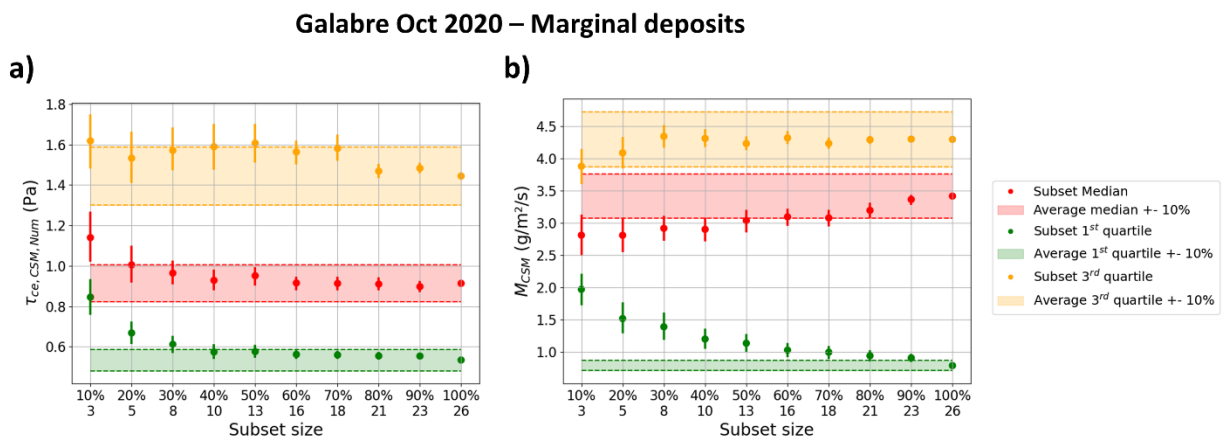


Figure VI.11 : Estimation de (a) la contrainte critique d'érosion et (b) la constante de Partheniades pour la campagne d'octobre 2020 dans les zones marginales par la méthode « bootstrap » sur le Galabre. Les zones colorées correspondent à  $\pm 10\%$  de la statistique (médiane, 1<sup>er</sup> ou 3<sup>ème</sup> quartile) de l'échantillon total.

### VI.3 Choix des positions et du nombre de mesures

Dans le cas des dépôts marginaux, 5 mesures (soit 10 % par rapport au nombre total de la campagne) suffisent déjà pour estimer correctement les trois statistiques de la distribution des contraintes critiques avec moins de 10 % d'écart par rapport à la statistique de référence (Figure VI.10 a). C'est vrai aussi pour la constante de Partheniades (Figure VI.10 b). Cependant, les valeurs estimées avec cet échantillon se situent proche de la limite de la fenêtre de 10 % d'erreur fixée. Néanmoins, on observe que pour les deux variables les statistiques d'intérêt se rapprochent rapidement de la valeur de l'échantillon total avec une gamme d'incertitude plus faible (écart-type). Les statistiques de ces variables sont donc très bien estimées à partir d'un échantillon de 16 mesures (soit 30 % de l'échantillon total).

Concernant les dépôts surfaciques (Figure VI.10 c), la convergence des statistiques d'intérêt est similaire à la zone marginale. Pour la contrainte critique, la médiane et le 3<sup>ème</sup> quartile sont bien estimés dès 2 mesures (10 %), mais il faut au moins entre 10 (40 %) voire 17 mesures (70 %) pour estimer correctement à 10 % près le 1<sup>er</sup> quartile (Figure VI.10 c). Pour la constante  $M$ , la médiane et le 1<sup>er</sup> quartile sont bien estimés à partir de 7 mesures (30 %) mais le 3<sup>ème</sup> quartile n'est bien estimé qu'à partir d'un échantillon entre 14 (60 %) et 19 (80 %) mesures. Cette statistique surestime toujours légèrement la valeur recherchée pour cette zone de dépôts (Figure VI.10 d). Les variables dans la zone surfacique semblent plus difficiles à estimer et nécessitent plus de mesures. Une explication à cela est que les dépôts surfaciques sont plus secs et on se situe dans la limite d'utilisation du CSM. Pour cela, le CSM induit plus d'incertitudes dans les mesures dans cette zone et cela se répercute sur la distribution statistique, composée de plus de variabilité.

Ces résultats sont-ils transposables temporellement (à d'autres campagnes) ou spatialement (à d'autres sites) ?

Concernant l'aspect temporel, quelques éléments de réponses peuvent être apportés avec la campagne d'octobre 2020 sur le Galabre. Pendant cette campagne, les dépôts sur lesquels des mesures ont pu être réalisées sont uniquement les dépôts en eau (24 mesures) et des dépôts marginaux (26 mesures). L'exercice réalisé pour la campagne d'août 2019 a donc été conduit pour les zones marginales de la campagne d'octobre (Figure VI.11). Pour cette campagne, un échantillon entre 10 (40 %) et 16 (60 %) mesures permet de bien caractériser les statistiques d'intérêt pour la contrainte critique d'érosion (Figure VI.11 a), ce qui est consistant avec la campagne d'août. Cependant, la variable  $M$  semble plus difficile à estimer pour cette campagne et la convergence est plus lente, en particulier pour le 1<sup>er</sup> quartile (Figure VI.11 b). Il faut 16 (60 %) mesures pour estimer correctement la médiane et 21 (80 %) voire 23 (90 %) mesures pour le 1<sup>er</sup> quartile.

En termes de transposition à d'autres sites, le jeu de données acquis pendant la thèse ne suffit pas pour répondre. En effet, les conditions de dépôts lors des campagnes effectuées sur l'Isère ainsi que les difficultés rencontrées (accès sur site, accès au banc, conditions météo) n'ont pas permis de réaliser suffisamment de mesures dans chaque zone pour faire une comparaison similaire à celle réalisée pour le Galabre. La campagne sur l'Isère pour laquelle le plus de mesures ont été réalisées est la campagne de juillet 2020, pour laquelle 18 mesures ont été faites sur les dépôts en eau, 9 mesures dans les zones marginales et seulement 5 mesures dans les zones surfaciques. Au regard des résultats sur le Galabre, et en supposant qu'ils sont transposables à un autre site, on peut raisonnablement supposer que les 9 mesures suffisent pour estimer relativement bien la variabilité dans la zone marginale. Cependant, l'échantillon de 5 mesures dans la zone surfacique est très petit : la zone surfacique n'a donc probablement pas été correctement caractérisée lors de cette campagne.

Deux raisons justifient le fait que moins de mesures ont été réalisées dans les zones surfaciques pour certaines campagnes, que ce soit sur l'Isère ou le Galabre :

- peu de dépôts se situent dans les zones surfaciques pour certaines campagnes du fait des caractéristiques des crues qui ont précédé les campagnes de mesures. En effet, pour la campagne d'août 2019 sur le Galabre, les crues précédentes en juillet ont permis le dépôt important de sédiments fins dans les zones surfaciques, d'où la richesse de cette campagne de mesure. Cela n'a pas été retrouvé pendant les autres campagnes de la période d'étude,
- les mesures dans les zones surfaciques sont parfois impossibles avec les appareils de mesure choisis. Pour certains dépôts très secs ou sableux, une infiltration de l'eau située dans la chambre de mesure a lieu avant la fin de la mesure. Cela a particulièrement été le cas sur l'Isère.

### *VI.3.3 CONCLUSIONS SUR LE CHOIX DES POSITIONS ET DU NOMBRE DE MESURES*

Plusieurs recommandations peuvent être formulées au regard des observations des campagnes de mesures et des résultats de modélisation numérique :

- **les mesures dans les zones marginales et surfaciques (si des dépôts existent dans ces zones) sont à privilégier par rapport à celles dans les zones saturées en eau.** Les zones marginales et surfaciques ont des comportements d'érosion différents et réaliser des mesures sur les dépôts qui existent dans les deux zones permet d'affiner les valeurs d'érodibilité dans la modélisation numérique. Au contraire, les résultats numériques ne sont pas sensibles à la variabilité de la zone saturée en eau,
- le nombre de mesures à réaliser dans chacune de ces zones dépend de la variabilité sur le site d'étude pendant la campagne ainsi que des crues et conditions de dépôts précédant les mesures. Il est donc à adapter selon la campagne et au regard de l'expertise du fonctionnement hydro-sédimentaire du site. **Les résultats obtenus sur le Galabre montrent qu'il est nécessaire de réaliser entre 10 à 15 mesures dans la zone marginale et entre 15 et 20 mesures dans la zone surfacique pour obtenir une bonne estimation de la variabilité spatiale de l'érodibilité.** On peut supposer que pour une campagne où la diversité de dépôts est moindre (moins de crues variées précédant la campagne ou absence de dépôts surfaciques par exemple), moins de mesures sont nécessaires pour capturer la variabilité spatiale de l'érodibilité. Nous recommandons également de faire des répliquas des mesures au regard de la forte variabilité observée à l'échelle d'un patch de dépôt (due à la fois aux incertitudes des protocoles de mesure et à la variabilité à petite échelle des dépôts). C'est particulièrement utile dans les zones surfaciques où les sédiments sont très secs rendant la mesure d'érodibilité plus difficile.

## VI.4 CHOIX DE LA PERIODE DE MESURE

Les résultats des différentes campagnes de mesures ont montré que la variabilité temporelle de l'érodibilité est marquée sur les deux sites d'étude (section IV.3). Nous avons observé que cette variabilité temporelle pouvait être plus importante que la variabilité spatiale observée lors de chaque campagne. Deux hypothèses principales ont été formulées pour expliquer cette variabilité temporelle : (i) l'occurrence de crues entre les campagnes de mesures qui déposent des sédiments de nature différente et (ii) la consolidation des dépôts avec le temps. Si le modèle numérique a pour finalité d'être utilisé en prédiction, sur des longues périodes, la variabilité temporelle de l'érodibilité doit être prise en compte. Quelle est alors la limite de validité des mesures réalisées à une date donnée dans la modélisation numérique ? Quelques réponses peuvent être apportées à cette question à travers les résultats.

Tout d'abord, si une ou plusieurs crues ont eu lieu depuis les dernières mesures, les caractéristiques des dépôts ont probablement évolué, il faut donc éviter de les utiliser dans la modélisation d'un événement spécifique et prévoir de refaire des mesures pour mettre à jour les variables d'érosion. Cela doit se faire en particulier après des crues qui inondent au moins les dépôts dans la zone marginale. Si uniquement des crues mineures ont lieu, l'impact sur le modèle sera moindre car il est peu sensible à la variabilité de l'érodibilité dans les zones proches du talweg.

Tant qu'il n'y a pas de crues, on peut s'attendre à une consolidation des dépôts et donc à une évolution régulière des propriétés d'érosion des dépôts avec le temps comme nous l'avons mis en évidence dans le chapitre IV (Figure IV.18). Cependant, cet aspect n'a pas été spécifiquement traité dans ce travail de thèse. Il est donc difficile d'estimer l'échelle temporelle de consolidation des dépôts dans le temps avec les mesures à disposition. Une hypothèse est d'estimer que les mesures réalisées pendant une campagne permettent d'accéder à la borne minimale de l'érodibilité car celle-ci est amenée à augmenter avec la consolidation (dans le cas où il n'y a pas de crues depuis la campagne). Néanmoins, une perspective possible serait de réaliser des mesures de manière régulière toutes les semaines pendant un ou deux mois à différentes périodes de l'année pour évaluer l'effet de la consolidation et définir une durée de « validité » des mesures pour la modélisation à partir du moment de mesure.

Un autre élément important dans la variabilité temporelle est la saisonnalité des variables mesurées. En réalisant des mesures sur deux sites d'études de rivières de plaine, tous les deux mois pendant un an, Grabowski et al. (2012) ont observé que les sédiments fins possédaient une résistance forte à l'érosion en automne et faible durant l'été. Dans ce cas, il serait possible de paramétrer l'érodibilité en fonction des saisons. Cependant, nous n'avons pas observé de saisonnalité sur l'Isère (Figure IV.13 b,d) et celle-ci semble même opposée à celle reportée par Grabowski et al. (2012) pour le Galabre avec des sédiments plutôt résistants l'été et peu résistants en octobre (Figure IV.13 a,c). L'érodibilité semble donc dans nos cas d'études plutôt contrôlée par l'occurrence ou non d'événements hydrologiques.

En conclusion, il est nécessaire de prendre en compte la variabilité temporelle des propriétés d'érosion des dépôts et de mettre à jour régulièrement par des mesures les variables utilisées pour le paramétrage des modèles.

## VI.5 MESURES COMPLEMENTAIRES

Des mesures telles que des mesures de densités, de granulométrie, de position et d'altitude précise des zones de dépôts et des extensions des bancs par dGPS ont été réalisées au cours des campagnes mais de façon non systématique. Nous discutons donc dans cette partie les mesures complémentaires qu'il faut privilégier, dans quelles zones et pour quelle utilisation.

Si l'estimation des stocks de manière spatialisée est un objectif visé par la mesure, alors les délimitations spatiales des zones de dépôts, leurs épaisseurs ainsi que les densités apparentes sont des données nécessaires. Pour les extensions spatiales, la donnée idéale à avoir à disposition est une orthophotographie du site d'étude (basée sur un vol drone couplé à de la photogrammétrie, par exemple). Cela permet de visualiser les surfaces occupées par des dépôts de sédiments fins. Des mesures dGPS permettent de compléter ces photographies aériennes. La mesure des épaisseurs permet d'accéder au volume de dépôt (total dans le domaine, ou localisé par exemple par zones de dépôts : surfacique, marginale ou en eau). La mesure de densités apparentes est utile pour caractériser les dépôts de sédiments fins et estimer la masse totale du stock à partir du volume.

La granulométrie est une variable utile pour interpréter les mesures. Tout d'abord, cette mesure est indispensable pour définir si le dépôt est sableux ou s'il s'agit d'un mélange cohésif. Cette variable a été également considérée comme une variable explicative de la résistance des dépôts. Néanmoins, pour les dépôts cohésifs comme ceux rencontrés sur le Galabre, la granulométrie ne semble pas jouer un rôle prépondérant (section IV.2.4.4). Il ne s'agit donc pas du paramètre le plus important à caractériser dans ce type de sites d'étude. Cependant, une des limites des appareils sélectionnés est la mesure de l'érodibilité dans les zones surfaciques sèches et sableuses. Nous avons rencontré ce problème en particulier sur l'Isère où les sédiments sont plus sableux que le Galabre. Dans ces zones, les dépôts ont probablement un comportement non-cohésif prépondérant. Nous recommandons donc la mesure de la granulométrie des sédiments de surface dans ces zones de manière à pouvoir se ramener à une loi adaptée aux sédiments non-cohésifs selon la courbe de Shields.

Enfin, nous nous sommes concentrés dans ce chapitre, et plus généralement dans l'ensemble de ce manuscrit, sur les propriétés d'érodibilité. Cependant, dans la modélisation numérique, les variables de dépôt sont aussi importantes et les résultats numériques y sont sensibles, voire plus sensibles dans certaines applications (section III.3) que les propriétés d'érosion. Nous recommandons donc d'accompagner les mesures d'érosion par des mesures de vitesses de chute, en particulier en utilisant le SCAF déjà testé sur des rivières à graviers similaires (Legout et al., 2018). Les mesures SCAF peuvent être réalisées en laboratoire sur des prélèvements de sédiments déposés sur les bancs ou alors sur des prélèvements en fin d'essai d'érosion avec l'EROMES ou avec le canal. Comme il ne semble pas exister de différences significatives entre les essais SCAF réalisés sur les sédiments prélevés en surface et ceux érodés, Legout et al. (2018), préconise pour des raisons pratiques de réaliser les essais SCAF en laboratoire sur des échantillons de dépôts fins récupérés sur le terrain, comme ceux utilisés pour des granulométries.



## VI.6 CONCLUSION

L'ensemble des mesures réalisées ont permis d'aboutir à des recommandations pour la mise en place d'un protocole de mesure de l'érodibilité des dépôts fins dans les rivières à graviers pour la modélisation numérique.

Tout d'abord, pour la mesure de l'érosion, il faut privilégier un appareil portable tel que le CSM ou l'EROMES, permettant de multiplier les mesures.

Ensuite, les mesures doivent être réalisées dans les zones de dépôts marginaux et surfaciques, car le paramétrage de ces zones a le plus d'influence sur les résultats numériques et ces zones semblent contenir l'ensemble de la variabilité mesurée sur le terrain.

Par ailleurs, l'analyse des mesures montre que la variabilité dans les zones marginales est correctement estimée avec 10 à 15 mesures, alors qu'entre 15 et 20 mesures sont nécessaires pour correctement caractériser les zones surfaciques.

L'érodibilité est également variable dans le temps, en particulier avec la consolidation des dépôts ou les nouveaux apports sédimentaires lors de crues. Cette variabilité temporelle est donc à surveiller et des campagnes de mesures doivent être organisées pour mettre à jour les variables.

Enfin, des mesures complémentaires sur le terrain telles que les positions, les extensions spatiales et les densités des dépôts permettent d'estimer les stocks de sédiments fins déposés en surface dans le lit. La granulométrie permet de définir si on se situe dans un cadre non-cohésif ou cohésif. Ces données sont indispensables pour la modélisation numérique que ce soit pour l'étape de construction des modèles (données de topographie et de bathymétrie pour le MNT) ou de calibration et validation (granulométrie des sédiments grossiers, flux, différences de volumes de dépôt avant/après crue).

Par ailleurs, les variables de dépôts ( $w_s$ ,  $\tau_{cd}$ ) influencent les résultats numériques. Dans le cadre du protocole de mesure, il faut prévoir des mesures de vitesse de chute, en utilisant par exemple le SCAF. Cependant, l'existence et la mesure de la contrainte critique de dépôt restent à ce jour des questions à l'état de l'art et nécessitent des travaux de recherche approfondis pour y répondre.

# Chapitre VII Conclusions générales et perspectives

---

## VII.1 CONCLUSIONS

Afin d'améliorer la modélisation de la dynamique des sédiments cohésifs en rivières à graviers, ce travail de thèse s'est concentré sur la caractérisation in situ des propriétés d'érodibilité des dépôts de surface sur les bancs de graviers.

Les résultats principaux de ce travail sont présentés en 3 parties : (i) la caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité in situ, (ii) la sensibilité des sorties numériques aux différentes propriétés des sédiments cohésifs et (iii) les recommandations de mesures in situ pour paramétrer l'érodibilité dans les modèles 2D hydro-sédimentaires.

### *VII.1.1 CARACTERISATION DE LA VARIABILITE SPATIALE ET TEMPORELLE DE L'ERODIBILITE DES SEDIMENTS FINS DANS LES RIVIERES A GRAVIERS*

Dix campagnes de mesures sur l'Isère en Combe de Savoie et le Galabre ont été réalisées avec deux érodimètres choisis pour permettre un grand nombre de mesures et en déduire à la fois des contraintes critiques et des taux d'érosion : un CSM commercial (Partrak MK4 60 PSI) et un EROMES conçu et développé courant 2019 dans le cadre de la thèse (dispositifs présentés dans le chapitre II).

L'analyse des campagnes de mesures les plus détaillées montre que la variabilité spatiale de l'érodibilité est très importante sur ces deux sites d'études et que cette variabilité est corrélée à l'humidité des dépôts et à leur position et altitude. Nous avons observé que les dépôts saturés en eau (très proches ou dans l'écoulement) ainsi que les dépôts dont l'humidité volumique est très faible (situés sur les parties

## VII.1 Conclusions

sommitales des bancs) sont moins résistants que les dépôts dont l'humidité est moyenne, entre ces deux extrêmes (situés dans les zones marginales).

Les résultats montrent par ailleurs que la variabilité temporelle est plus importante que la variabilité spatiale (Chapitre IV). Deux principaux facteurs explicatifs de la variabilité temporelle ont été identifiés, la nature variable des dépôts d'une campagne à l'autre et la consolidation des dépôts avec le temps.

Les fortes variabilités spatiale et temporelle de l'érodibilité des dépôts de surface sont liées à la fois aux particularités morphologiques des lits de rivières à graviers et aux régimes hydro-sédimentaires des bassins versants montagneux, très intermittents et variables temporellement, occasionnant le dépôt de sédiments d'origine et de nature différente dans des zones variées selon les caractéristiques des crues, qu'elles soient naturelles (épisodes de pluie ou de fonte) ou artificielles (générées par la gestion d'ouvrages tel que des chasses de barrages).

### *VII.1.2 SENSIBILITE DES SORTIES NUMERIQUES AUX PROPRIETES DES SEDIMENTS COHESIFS*

Deux analyses de sensibilité des sorties numériques aux propriétés des sédiments cohésifs ont été réalisées, l'une sur l'Isère en Combe de Savoie générale pour l'ensemble des variables décrivant la sédimentation et l'érosion, l'autre sur le Galabre focalisée sur la variabilité spatiale des variables d'érosion.

#### *VII.1.2.1 Sensibilité générale*

Le modèle TELEMAC-2D/SISYPHE construit sur le tronçon d'intérêt de l'Isère en Combe de Savoie (Chapitre III) permet de reproduire correctement les zones de dépôt de sédiments cohésifs. L'analyse globale de sensibilité a été réalisée en faisant évoluer les différentes variables sur plusieurs ordres de grandeurs. Les résultats montrent que les volumes déposés lors d'épisodes de crues sont fortement sensibles aux variables  $\tau_{ce}$ ,  $\tau_{cd}$  et  $w_s$  mais moins à la variable  $M$  pour les conditions testées. Cependant, les sensibilités aux variables sont différentes selon les conditions initiales et l'épisode modélisé. Un épisode dont le débit de pointe est élevé a tendance à augmenter la sensibilité aux variables. Plus l'état initial est riche en sédiments cohésifs, plus les variables d'érosion ( $\tau_{ce}$  et  $M$ ) et moins les variables de dépôt ( $\tau_{cd}$  et  $w_s$ ) ont de l'importance et sont sensibles. La position des sédiments à l'état initial, quant à elle, a peu d'influence sur la sensibilité des sorties numériques.

#### *VII.1.2.2 Sensibilité à la variabilité spatiale de l'érodibilité*

Un modèle TELEMAC-2D/GAIA a été construit et calibré sur le tronçon d'intérêt du Galabre pour se focaliser uniquement sur des épisodes purement érosifs qui permettent la reprise de sédiments cohésifs initialement déposés dans le domaine. Ce cadre de travail correspond au fonctionnement saisonnier supposé sur le site avec la constitution d'un stock sédimentaire dans le lit de la rivière en été suivie d'une remobilisation de ce stock lors des crues d'automne. La sensibilité des masses érodées dans les différentes zones de dépôt à la variabilité de l'érodibilité mesurée sur le terrain a été caractérisée. De plus, l'intérêt

de distinguer la variabilité inter zones sur le terrain pour la modélisation a été investigué. Les résultats montrent que :

- Dans le cas où la caractérisation de la variabilité spatiale de l'érodibilité est exhaustive (i.e. assez de mesures ont été réalisées), la sensibilité des masses érodées à la variabilité spatiale est modérée. Dans ce cas, utiliser une valeur moyenne des propriétés d'érosion sur le domaine peut suffire pour modéliser les masses totales érodées mais sans assurer que les contributions respectives de chaque zone de dépôt au flux de MES soit correcte. Si des enjeux existent quant à l'aptitude du modèle à simuler également correctement les masses érodées par zones (e.g. pour le suivi d'exhaussement et de végétalisation des bancs ou de flux de nutriments et contaminants adsorbés), alors il est préférable de spatialiser les variables décrivant l'érosion par zones.
- Dans le cas d'une caractérisation incomplète de la variabilité de l'érodibilité (i.e. peu de mesures disponibles), la sensibilité des masses érodées modélisées à cette variabilité est alors très accentuée, et les incertitudes des résultats numériques deviennent très importantes. Les résultats numériques sont alors à considérer avec précaution.

### *VII.1.3 RECOMMANDATIONS POUR LA CARACTERISATION DE L'ERODIBILITE IN SITU POUR LA MODELISATION NUMERIQUE*

Les recommandations proposées pour caractériser l'érodibilité des sédiments fins in situ pour la modélisation numérique portent sur le choix de l'appareil de mesure de l'érodibilité, le choix des positions et du nombre de mesures à réaliser sur le terrain ainsi que le choix de la fréquence temporelle à laquelle le suivi de terrain doit être fait. Les appareils portables tels que le CSM ou l'EROMES permettant de multiplier le nombre de mesures sont à privilégier pour bien caractériser la variabilité spatiale de l'érodibilité. La mesure de l'humidité volumique des dépôts permet de définir les différentes zones de dépôts (saturée en eau, marginale et surfacique) où les mesures d'érodibilité doivent être effectuées. Au regard des analyses faites sur le site du Galabre, nous recommandons d'effectuer au moins 10 à 15 mesures dans la zone marginale et 15 à 20 dans la zone surfacique pour caractériser correctement la distribution statistique de la variabilité spatiale. En termes de fréquence de mesure, l'occurrence de crues érodant ou déposant de nouveaux sédiments et la consolidation des dépôts avec le temps semblent impacter fortement l'érodibilité. Il est donc nécessaire de mettre à jour les variables régulièrement si le modèle a pour vocation à être utilisé sur des vastes périodes temporelles. Enfin, même si la caractérisation des propriétés de chute des sédiments fins n'a pas été abordée en détail dans ce travail de thèse, l'analyse de sensibilité générale a bien montré la forte sensibilité de la variable de vitesse de chute notamment. Les mesures permettant de caractériser l'érodibilité doivent être accompagnées de mesures de vitesses de chute, par exemple avec le SCAF a posteriori sur des échantillons collectés sur le site, pour paramétrer les équations de sédimentation.

## VII.2 PERSPECTIVES

### VII.2.1 MESURE DE L'ÉRODIBILITE DANS LES RIVIERES A GRAVIERS

Les appareils utilisés ainsi que les méthodologies développées dans cette thèse ont permis d'acquérir un jeu de données très riche sur les deux sites d'études et de caractériser la variabilité spatio-temporelle de l'érodibilité. Cependant, ce travail a également permis d'identifier les limites des appareils utilisés.

Une première limite concerne la qualité de la mesure et les incertitudes associées. En particulier, les appareils CSM et EROMES nécessitent des calibrations de laboratoire, et celles réalisées à ce jour mériteraient d'être complétées. Pour le CSM, une calibration est nécessaire pour convertir la pression verticale du jet en contrainte horizontale correspondante pour être compatible avec les processus en rivière. Les différentes études de la littérature ont rencontré des difficultés pour réaliser cette étape (Grabowski et al., 2010; Tolhurst et al., 1999; Vardy et al., 2007) et la calibration de Tolhurst et al. (1999) retenue dans ce travail est discutable. Un travail approfondi pour améliorer cette calibration serait donc nécessaire. Pour l'EROMES, la calibration de la contrainte générée par la rotation de l'hélice est basée sur des mesures ADV en un seul point à 0.5 cm du fond. Elle est également entachée d'incertitudes lorsque la vitesse de rotation de l'hélice est importante. Une explication pourrait être la vibration engendrée par l'hélice sur l'ensemble du dispositif à forte vitesse de rotation de l'hélice. Il serait donc pertinent de tester d'autres formes d'hélices permettant de générer des contraintes aussi fortes pour des vitesses de rotations plus faibles de manière à limiter les vibrations. Si ces tests sont concluants, une nouvelle calibration de l'EROMES devra être réalisée.

Une deuxième limite concerne le domaine d'applicabilité des mesures. Nous avons vu à travers les mesures que ces appareils atteignent leur limite d'utilisation dans les zones très peu humides et/ou sableuses. Effectivement, dans ces zones, l'infiltration de l'eau dans la chambre de mesure constitue un verrou technique à la mesure de l'érodibilité. Quelques essais ont été réalisés sur le terrain en insérant dans le sédiment autour du CSM un cylindre de diamètre supérieur et en apportant de l'eau dans ce cylindre de manière à conserver un niveau d'eau équivalent à celui de la chambre du CSM. L'objectif était de limiter la perte d'eau de la chambre du CSM latéralement dans le sédiment par capillarité. Ces essais ont été peu concluants mais mériteraient d'être approfondis, voire d'envisager des essais de laboratoire pour caractériser l'érodibilité de ces échantillons. Ces zones présentent en effet des extensions spatiales importantes et leur caractérisation reste donc primordiale pour paramétrer des modèles numériques pertinents.

Des essais de laboratoire peuvent également être envisagés pour réaliser des séries d'inter-comparaisons entre appareils, comme ceux réalisés dans le cadre de ce travail (section VI.2). Mettre en place des expériences de laboratoire sur des échantillons prélevés ou reconstitués permettrait (i) d'intercomparer différents appareils de mesures dans des conditions contrôlées et (ii) d'approfondir la compréhension des différents mécanismes d'érosion par les différents dispositifs. Ces essais peuvent être réalisés sur des sédiments de provenance différentes, par exemple de retenues de barrages, de lacs ou de bassins de sédimentations.

Pour mieux comprendre les mécanismes d'érosion et en particulier la sollicitation exercée par les différents dispositifs sur le sédiment, il est également possible de réaliser de la modélisation numérique à

petite échelle pour simuler l'écoulement dans les chambres des dispositifs. Pour cela, des approches de modélisation par « Computational Fluid Dynamics » (CFD) sont possibles. Cela a été fait récemment pour un « jet erosion test » avec un modèle couplé fluide-particules (Benseghier et al., 2020).

## *VII.2.2 MODELISATION NUMERIQUE HYDRO-SEDIMENTAIRE*

Les résultats de mesures de terrain réalisées dans cette thèse ouvrent des perspectives dans le cadre de la modélisation numérique. Si le lien entre l'érodibilité et l'humidité des sédiments cohésifs établi à travers ce travail s'avère robuste dans le temps et valable pour différents sites, il pourrait être intégré dans la modélisation numérique en définissant des lois d'érodibilité des sédiments cohésifs déposés selon leur état d'humidité. Par ailleurs, une meilleure compréhension et modélisation des processus d'érosion des sédiments cohésifs dans les modèles donnerait plus de poids à des approches de couplages entre un modèle hydro-sédimentaire et un modèle de qualité d'eau d'une part (sédiments contaminés) ou un modèle écologique d'autre part [développement de la végétation (Li, 2022), qualité des habitats, etc.].

Cette thèse s'est focalisée sur l'érodibilité mais le chapitre III a mis en évidence une très forte sensibilité des masses érodées modélisées aux propriétés de chute des sédiments cohésifs. Nous avons vu au chapitre II que le dépôt dans la loi de Krone pouvait être modélisé selon deux paradigmes, exclusif qui fait intervenir une contrainte critique de dépôt et simultané. Lequel des paradigmes est le plus adapté ? Dans le cas du paradigme exclusif, quelles valeurs utiliser pour la contrainte critique de dépôt ? Ces questions sont à ce jour à l'état de l'art dans ce domaine et des protocoles de mesure ou des expérimentations en laboratoire à définir permettraient d'y répondre. L'utilisation d'un canal dont la paroi est transparente en laboratoire permettrait de visualiser le processus de dépôt. Pour cela, l'installation d'un altimètre (Altus, Bassoullet et al., 2010) sur le terrain permettant le suivi continu du dépôt à une position donnée pourrait être une option. Cela a été réalisé dans les milieux estuariens (Rtimi, 2022). Accompagner ces données de suivis réguliers par la mesure de la contrainte au fond permettrait potentiellement d'apporter des éléments de réponse à ces questions. L'installation d'un Altus a été testée sur l'Isère mais n'a pas été concluante à cause (i) d'un charriage important lors de crues et (ii) des vitesses d'écoulement importantes, conduisant à l'arrachage du dispositif de mesure.

## *VII.2.3 INTEGRATION DANS UN CADRE PLUS GENERAL POUR LA COMPREHENSION DES FLUX DE SEDIMENTS FINS DANS LES RIVIERES ALPINES*

Le travail de caractérisation de la variabilité spatio-temporelle de l'érodibilité des sédiments fins déposés dans les rivières à graviers apporte de nombreux éléments pour une meilleure compréhension de la dynamique des sédiments fins dans la zone critique. Cela s'intègre dans un cadre de travail plus large de caractérisation et de quantification des stocks de sédiments fins à différents échelles spatiales dans le projet ANR DEAR. En particulier, cette thèse s'est focalisée sur les processus d'érosion à l'échelle métrique du dépôt, à l'échelle d'un banc sur l'Isère et à l'échelle d'un tronçon d'un km sur le Galabre.

## VII.2 Perspectives

Le suivi in situ réalisé dans cette thèse ainsi que les méthodologies retenues pourraient être transposés sur une plus grande échelle spatiale pour un suivi de l'érodibilité sur le linéaire de la rivière principale et de ses affluents (i.e. suivis de nombreux bancs sur 50 à 100 *km* de rivière par exemple). En complétant ces mesures par des quantifications des stocks de sédiments fins (sableux et cohésifs) sur les mêmes échelles spatiales, travaux en cours dans le projet DEAR (Deng, 2022), cela apporterait des informations précieuses pour la compréhension des flux de sédiments à des échelles de grands bassins versants, de l'ordre de 1000 *km*<sup>2</sup>. Combinées à la modélisation numérique, ces mesures de terrain permettraient d'aboutir à des recommandations pour une meilleure gestion des sédiments fins dans les rivières alpines. En particulier, la caractérisation des propriétés des sédiments déposés permettrait de mieux dimensionner des opérations de chasses ou des lâchers d'eau claire, dont la reprise des sédiments déposés constitue un enjeu fort.

Ce travail permet également d'améliorer la compréhension générale des temps de transfert et de résidence des sédiments fins dans les bassins versants montagneux. Les mesures réalisées ainsi que la modélisation numérique confirment que le principe de « washload » n'est pas adapté et que les temps de transfert des sédiments fins dans ces environnements est largement supérieur au temps de concentration hydrologique. Les sédiments subissent effectivement des phases de dépôt et de reprise et ce travail montre que selon la zone dans laquelle les sédiments se déposent (et donc selon l'intensité des crues), le temps de résidence est différent. Les sédiments déposés proches de l'écoulement ont tendance à avoir un temps de résidence court alors que ceux déposés en surface des bancs peuvent se stocker longtemps, de l'ordre de plusieurs mois ou de l'année (selon l'occurrence des crues et leur intensité). Ce travail a porté uniquement sur les sédiments stockés en surface, mais il est clair que ceux piégés dans la matrice de graviers en subsurface ont tendance à étaler encore plus la distribution des temps de transfert des sédiments fins vers des échelles de temps encore plus longues, de l'ordre de plusieurs années ou même décennies.



# Références

- Aberle, J., Nikora, V., & Walters, R. (2006). Data Interpretation for In Situ Measurements of Cohesive Sediment Erosion. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(6), 581–588. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2006\)132:6\(581\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132:6(581))
- Adams, R., Western, A. W., & Seed, A. W. (2012). An analysis of the impact of spatial variability in rainfall on runoff and sediment predictions from a distributed model: RAINFALL EFFECTS ON RUNOFF AND SEDIMENT. *Hydrological Processes*, 26(21), 3263–3280. <https://doi.org/10.1002/hyp.8435>
- Aigner, J., Kreisler, A., Rindler, R., Hauer, C., & Habersack, H. (2017). Bedload pulses in a hydropower affected alpine gravel bed river. *Geomorphology*, 291, 116–127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.015>
- Alcayaga, H. (2013). Impacts morphologiques des aménagements hydroélectriques à l'échelle du bassin versant. *Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes*. NNT : 2013GRENU019. tel-00934493
- Allen, R. M., Lacy, J. R., & Stevens, A. W. (2021). Cohesive Sediment Modeling in a Shallow Estuary: Model and Environmental Implications of Sediment Parameter Variation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(9). <https://doi.org/10.1029/2021JC017219>
- Amos, C. L., Bergamasco, A., Umgiesser, G., Cappucci, S., Cloutier, D., DeNat, L., Flindt, M., Bonardi, M., & Cristante, S. (2004). The stability of tidal flats in Venice Lagoon - the results of in-situ measurements using two benthic, annular flumes. *Journal of Marine Systems*, 51(1–4), 211–241. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.05.013>
- Amos, C. L., Droppo, I. G., Gomez, E. A., & Murphy, T. P. (2003). The stability of a remediated bed in Hamilton Harbour, Lake Ontario, Canada. *Sedimentology*, 50(1), 149–168. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00542.x>
- An, S., & Julien, P. Y. (2014). Three-Dimensional Modeling of Turbid Density Currents in Imha Reservoir, South Korea. *Journal of Hydraulic Engineering*, 140(5), 05014004. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000851](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000851)
- Andersen, T. J. (2001). Seasonal Variation in Erodibility of Two Temperate, Microtidal Mudflats. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(1), 1–12. <https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0790>
- Andersen, T. J., Lanuru, M., van Bernem, C., Pejrup, M., & Riethmueller, R. (2010). Erodibility of a mixed mudflat dominated by microphytobenthos and *Cerastoderma edule*, East Frisian Wadden Sea, Germany. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 87(2), 197–206. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.10.014>
- Anggraheni, E., Sutjiningsih, D., Emmanuel, I., Payrastre, O., & Andrieu, H. (2018). Assessing the Role of Spatial Rainfall Variability on Watershed Response based on Weather Radar Data (A Case Study of the Gard Region, France). *International Journal of Technology*, 9(3), 568. <https://doi.org/10.14716/ijtech.v9i3.498>

Antoine, G. (2013). Dynamique des matériaux en suspension (MES) le long de rivières aménagées de montagne : exemple de l'Arc en Maurienne de l'Isère. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes. Français. NNT:2013GRENU021. tel-0167695

Antoine, G., Camenen, B., Jodeau, M., Némery, J., & Esteves, M. (2020). Downstream erosion and deposition dynamics of fine suspended sediments due to dam flushing. *Journal of Hydrology*, 585, 124763. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124763>

Audouin, Y., Benson, T., Delinares, M., Fontaine, J., Glander, B., Huybrechts, N., Kopmann, R., Leroy, A., Pavan, S., Chi-Tuân Pham, Taccone, F., Tassi, P., & Walther, R. (2020). Introducing GAIA, the brand new sediment transport module of the TELEMAC-MASCARET system. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.3611600>

Aviles, D., Berglund, K., Wesström, I., & Joel, A. (2020). Effect of liming products on soil detachment resistance, measured with a cohesive strength meter. *Acta Agriculturae Scandinavica, Section B — Soil & Plant Science*, 70(1), 48–55. <https://doi.org/10.1080/09064710.2019.1668475>

Bale, A. J., Widdows, J., Harris, C. B., & Stephens, J. A. (2006). Measurements of the critical erosion threshold of surface sediments along the Tamar Estuary using a mini-annular flume. *Continental Shelf Research*, 26(10), 1206–1216. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.04.003>

Bassoullet, P., Verney, R., Kervella, Y., Kervella, S., Jestin, H., & Voineson, G. (2010). Utilisation d'un altimètre (ALTUS) destiné à la quantification des dépôt/érosion en domaine littoral pour l'étude des corrélations avec les caractéristiques de vagues et les interfaces de dépôt. *La Houille Blanche*, 96(5), 81–86. <https://doi.org/10.1051/lhb/2010058>

Beckers, F., Inskeep, C., Haun, S., Schmid, G., Wieprecht, S., & Noack, M. (2020). High spatio-temporal resolution measurements of cohesive sediment erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, esp.4889. <https://doi.org/10.1002/esp.4889>

Bel, C. (2020). Etude et modélisation de la dynamique des sédiments fins sur les bancs de graviers de l'Isère en Combe-de-Savoie. Note technique 6125-3311-2020-02553-FR. EDF R&D - LNHE.

Bel, C., Jodeau, M., Claude, N., & Tassi, P. (2020). Two-dimensional modelling of hydro-morphodynamic processes in a gravel-bed river: New insights from in situ measurement progress and interoperability applications. In W. Uijttewaai, M. Franca, D. Valero, V. Chavarrias, C. Ylla Arbós, R. Schielen & A. Crosato (Eds.), *River Flow 2020* (pp. 1377-1385). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b22619>

Benseghier, Z., Cuéllar, P., Luu, L.-H., Delenne, J.-Y., Bonelli, S., & Philippe, P. (2020). Relevance of Free Jet Model for Soil Erosion by Impinging Jets. *Journal of Hydraulic Engineering*, 146(1), 04019047. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001652](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001652)

Borselli, L., Cassi, P., & Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *CATENA*, 75(3), 268–277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>

Bracken, L. J., Turnbull, L., Wainwright, J., & Bogaart, P. (2015). Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(2), 177–188. <https://doi.org/10.1002/esp.3635>

- Bracken, L. J., Wainwright, J., Ali, G. A., Tetzlaff, D., Smith, M. W., Reaney, S. M., & Roy, A. G. (2013). Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth-Science Reviews*, 119, 17–34. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.001>
- Brand, A., Lacy, J. R., Gladding, S., Holleman, R., & Stacey, M. (2015). Model-based interpretation of sediment concentration and vertical flux measurements in a shallow estuarine environment. *Limnology and Oceanography*, 60(2), 463–481. <https://doi.org/10.1002/lno.10047>
- Briaud, J. L., Ting, F. C. K., Chen, H. C., Cao, Y., Han, S. W., & Kwak, K. W. (2001). Erosion Function Apparatus for Scour Rate Predictions. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127(2), 105–113. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2001\)127:2\(105\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2001)127:2(105))
- Camenen, B. (2007). Simple and General Formula for the Settling Velocity of Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(2), 229–233. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:2\(229\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:2(229))
- Camenen, B., Andries, E., & Faure, J. B. (2013a). Experimental and numerical study of long term sedimentation in a secondary channel: example of the Beurre island on the Rhône River, France. 9. International Symposium on River Sedimentation, Kyoto, Japan. 8 p. hal-00926113
- Camenen, B., Jodeau, M., & Jaballah, M. (2013b). Estimate of fine sediment deposit dynamics over a gravel bar using photography analysis. *International Journal of Sediment Research*, 28(2), 220–233. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(13\)60033-5](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(13)60033-5)
- Camenen, B., & Pham van Bang, D. (2011). Modelling the settling of suspended sediments for concentrations close to the gelling concentration. *Continental Shelf Research*, 31(10), S106–S116. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.07.003>
- Chapalain, G., Sheng, Y. P., & Temperville, A. T. (1994). About the specification of erosion flux for soft stratified cohesive sediments. *Mathematical Geology*, 26(6), 651–676. <https://doi.org/10.1007/BF02086866>
- Chen, C.-Y., Fytanidis, D. K., & García, M. H. (2021). Entrainment, Transport, and Fate of Sediments during Storm Events in Urban Canals and Rivers: Case Study on Bubbly Creek, Chicago. *Journal of Hydraulic Engineering*, 147(8), 05021005. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001890](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001890)
- Cheng, N.-S. (1997). Simplified Settling Velocity Formula for Sediment Particle. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(2), 149–152. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1997\)123:2\(149\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1997)123:2(149))
- Chou, Y., Nelson, K. S., Holleman, R. C., Fringer, O. B., Stacey, M. T., Lacy, J. R., Monismith, S. G., & Koseff, J. R. (2018). Three-Dimensional Modeling of Fine Sediment Transport by Waves and Currents in a Shallow Estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(6), 4177–4199. <https://doi.org/10.1029/2017JC013064>
- Claude, N. (2021). Plan de gestion expérimentale du lit de l'Isère en Combe-de-Savoie : bilan 2020 des suivis réalisés. Note technique H-30575706-2020-000148. Centre d'Ingénierie Hydraulique (CIH).
- Claude, N., Leroux, C., Duclercq, M., Tassi, P., & El Kadi Abderrezzak, K. (2018). Limiting the development of riparian vegetation in the Isère River: A physical modelling study. In *E3S Web of Conferences* (Vol. 40, p. 02015). EDP Sciences. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20184002015>

Collins, A. L., & Walling, D. E. (2006). Investigating the remobilization of fine sediment stored on the channel bed of lowland permeable catchments in the UK. In: *Sediment dynamics and the hydromorphology of fluvial systems*, IAHS.

Collins, A. L., & Walling, D. E. (2007). Fine-grained bed sediment storage within the main channel systems of the Frome and Piddle catchments, Dorset, UK. *Hydrological Processes*, 21(11), 1448–1459. <https://doi.org/10.1002/hyp.6269>

Cossart, E., Viel, V., Lissak, C., Reulier, R., Fressard, M., & Delahaye, D. (2018). How might sediment connectivity change in space and time? *Land Degradation & Development*, 29(8), 2595–2613. <https://doi.org/10.1002/ldr.3022>

Darby, S. E., Trieu, H. Q., Carling, P. A., Sarkkula, J., Koponen, J., Kumm, M., Conlan, I., & Leyland, J. (2010). A physically based model to predict hydraulic erosion of fine-grained riverbanks: The role of form roughness in limiting erosion. *Journal of Geophysical Research*, 115(F4), F04003. <https://doi.org/10.1029/2010JF001708>

Debnath, K., & Chaudhuri, S. (2010). Cohesive sediment erosion threshold: a review. *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, 16(1), 36–56. <https://doi.org/10.1080/09715010.2010.10514987>

Debnath, K., Nikora, V., Aberle, J., Westrich, B., & Muste, M. (2007). Erosion of Cohesive Sediments: Resuspension, Bed Load, and Erosion Patterns from Field Experiments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(5), 508–520. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:5\(508\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:5(508))

Deng, J. (2022). Dynamique des sédiments fins dans les systèmes de bancs de galets alternés d'une rivière de montagne aménagée. Thèse de doctorat en préparation. Université de Lyon.

Detert, M., & Weitbrecht, V. (2012). Automatic object detection to analyze the geometry of gravel grains – a free stand-alone tool. In Murillo (Ed.), *River flow 2012* (pp. 595-600). Taylor & Francis Group London.

Dickhudt, P. J., Friedrichs, C. T., & Sanford, L. P. (2011). Mud matrix solids fraction and bed erodibility in the York River estuary, USA, and other muddy environments. *Continental Shelf Research*, 31(10), S3–S13. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.02.008>

Dong, H., Jia, L., He, Z., Yu, M., & Shi, Y. (2020). Application of parameters and paradigms of the erosion and deposition for cohesive sediment transport modelling in the Lingdingyang Estuary, China. *Applied Ocean Research*, 94, 101999. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.101999>

Droppo, I. G. (2004). Structural controls on floc strength and transport. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 31(4), 569–578. <https://doi.org/10.1139/l04-015>

Droppo, I. G. (2009). Biofilm structure and bed stability of five contrasting freshwater sediments. *Marine and Freshwater Research*, 60(7), 690. <https://doi.org/10.1071/MF08019>

Droppo, I. G., & Stone, M. (1994). In-channel surficial fine-grained sediment laminae. Part I: Physical characteristics and formational processes. *Hydrological Processes*, 8(2), 101–111. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360080202>

Dumas, D. (2007). The results of 10 years of daily observations of the flux of suspended matter in one of the main watercourses in the European Alps: The Isère at Grenoble (France). *Comptes Rendus Geoscience*, 339(13), 810–819. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.09.003>

- Dunne, K., Arratia, P., & Jerolmack, D. (2019). A new method for in-situ measurement of the erosion threshold of river channels [Preprint]. EarthArXiv. <https://doi.org/10.31223/osf.io/rqcep>
- Dutordoir, S. (2014). Bilan des flux de métaux, carbone organique et nutriments contenus dans une rivière alpine : part des rejets urbains de l'agglomération de Grenoble et apports amont (Isère et Drac). Chimie analytique. Université Grenoble Alpes. Français. NNT:2014GRENU036. tel-01230592
- Einstein, H. A., Alvin, G. A., & Joe, W. J. (1940). A distinction between bed-load and suspended load in natural streams. Transactions American Geophysical Union, 21(2), 628–633. <https://doi.org/10.1029/TR021i002p00628>
- Emmanuel, I., Payrastre, O., Andrieu, H., & Zuber, F. (2017). A method for assessing the influence of rainfall spatial variability on hydrograph modeling. First case study in the Cevennes Region, southern France. Journal of Hydrology, 555, 314–322. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.011>
- Esmaeili, T., Sumi, T., Kantoush, S., Kubota, Y., Haun, S., & Rüther, N. (2017). Three-Dimensional Numerical Study of Free-Flow Sediment Flushing to Increase the Flushing Efficiency: A Case-Study Reservoir in Japan. Water, 9(11), 900. <https://doi.org/10.3390/w9110900>
- Esteves, M., Legout, C., Navratil, O., & Evrard, O. (2019). Medium term high frequency observation of discharges and suspended sediment in a Mediterranean mountainous catchment. Journal of Hydrology, 568, 562–574. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.066>
- Estrany, J., Garcia, C., Walling, D. E., & Ferrer, L. (2011). Fluxes and storage of fine-grained sediment and associated contaminants in the Na Borges River (Mallorca, Spain). CATENA, 87(3), 291–305. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.06.009>
- Fagherazzi, S., Viggato, T., Vieillard, A. M., Mariotti, G., & Fulweiler, R. W. (2017). The effect of evaporation on the erodibility of mudflats in a mesotidal estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 194, 118–127. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.06.011>
- Feng, Z., Tan, G., Xia, J., Shu, C., Chen, P., & Yi, R. (2020). Two-dimensional numerical simulation of sediment transport using improved critical shear stress methods. International Journal of Sediment Research, 35(1), 15–26. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2019.10.003>
- 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. <https://doi.org/10.1002/esp.3242>
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., & Dorfliger, N. (2018). OZCAR: The French Network of Critical Zone Observatories. Vadose Zone Journal, 17(1), 180067. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0067>
- Gerbeau, J.-F., Perthame, B. (2001). Derivation of viscous Saint-Venant system for laminar shallow water; Numerical validation. Research Report. RR-4084. inria-00072549
- Girel, J. (2010). Histoire de l'endiguement de l'Isère en Savoie : conséquences sur l'organisation du paysage et la biodiversité actuelle. Géocarrefour, 1, 41–54. <https://doi.org/10.4000/geocarrefour.7672>
- Gordon, R. L. (1989). Acoustic Measurement of River Discharge. Journal of Hydraulic Engineering, 115(7), 925–936. [https://doi.org/doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1989\)115:7\(925\)](https://doi.org/doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1989)115:7(925))

- Grabowski, R. C., Droppo, I. G., & Wharton, G. (2010). Estimation of critical shear stress from cohesive strength meter-derived erosion thresholds: Cohesive strength meter calibration. *Limnology and Oceanography: Methods*, 8(12), 678–685. <https://doi.org/10.4319/lom.2010.8.0678>
- Grabowski, R. C., Droppo, I. G., & Wharton, G. (2011). Erodibility of cohesive sediment: The importance of sediment properties. *Earth-Science Reviews*, 105(3–4), 101–120. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.008>
- Grabowski, R. C., Wharton, G., Davies, G. R., & Droppo, I. G. (2012). Spatial and temporal variations in the erosion threshold of fine riverbed sediments. *Journal of Soils and Sediments*, 12(7), 1174–1188. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0534-9>
- Graham, G. W., & Nimmo Smith, W. A. M. (2010). The application of holography to the analysis of size and settling velocity of suspended cohesive sediments. *Limnology and Oceanography: Methods*, 8(1), 1–15. <https://doi.org/10.4319/lom.2010.8.1>
- Grangeon, T., Droppo, I. G., Legout, C., & Esteves, M. (2014). From soil aggregates to riverine flocs: a laboratory experiment assessing the respective effects of soil type and flow shear stress on particles characteristics. *Hydrological Processes*, 28(13), 4141–4155. <https://doi.org/10.1002/hyp.9929>
- Grangeon, T., Legout, C., Esteves, M., Gratiot, N., & Navratil, O. (2012). Variability of the particle size of suspended sediment during highly concentrated flood events in a small mountainous catchment. *Journal of Soils and Sediments*, 12(10), 1549–1558. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0562-5>
- Gratiot, N., Michallet, H., & Mory, M. (2005). On the determination of the settling flux of cohesive sediments in a turbulent fluid. *Journal of Geophysical Research*, 110(C6), C06004. <https://doi.org/10.1029/2004JC002732>
- Gregory, A., Morrison, R. R., & Stone, M. (2018). Assessing the Hydrogeomorphic Effects of Environmental Flows using Hydrodynamic Modeling. *Environmental Management*, 62(2), 352–364. <https://doi.org/10.1007/s00267-018-1041-6>
- Guertault, L., Camenen, B., Peteuil, C., Paquier, A., & Faure, J. B. (2016). One-Dimensional Modeling of Suspended Sediment Dynamics in Dam Reservoirs. *Journal of Hydraulic Engineering*, 142(10), 04016033. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001157](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001157)
- Guillon, H., Mugnier, J.-L., & Buoncristiani, J.-F. (2018). Proglacial sediment dynamics from daily to seasonal scales in a glaciated Alpine catchment (Bossons glacier, Mont Blanc massif, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(7), 1478–1495. <https://doi.org/10.1002/esp.4333>
- Guo, J. (2020). Empirical Model for Shields Diagram and Its Applications. *Journal of Hydraulic Engineering*, 146(6), 04020038. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001739](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001739)
- Guo, L., & Lin, H. (2016). Critical Zone Research and Observatories: Current Status and Future Perspectives. *Vadose Zone Journal*, 15(9), 1–14. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.06.0050>
- Ha, H. K., & Maa, J. P.-Y. (2009). Evaluation of two conflicting paradigms for cohesive sediment deposition. *Marine Geology*, 265(3–4), 120–129. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.07.001>
- Ha, H. K., & Maa, J. P.-Y. (2010). Effects of suspended sediment concentration and turbulence on settling velocity of cohesive sediment. *Geosciences Journal*, 14(2), 163–171. <https://doi.org/10.1007/s12303-010-0016-2>



- Haddad, H. (2018). Etude de la dynamique des dépôts de sédiments fins en Combe de Savoie. Rapport de stage de fin d'études. EDF R&D - LNHE.
- Haddad, H., Jodeau, M., Legout, C., Antoine, G., & Droppo, I. G. (2022). Spatial variability of the erodibility of fine sediments deposited in two alpine gravel-bed rivers: The Isère and Galabre. *Catena*, 212, 13. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106084>
- Haimann, M., Hauer, C., Tritthart, M., Prenner, D., Leitner, P., Moog, O., & Habersack, H. (2018). Monitoring and modelling concept for ecological optimized harbour dredging and fine sediment disposal in large rivers. *Hydrobiologia*, 814(1), 89–107. <https://doi.org/10.1007/s10750-016-2935-z>
- Hanson, G. J., & Cook, K. R. (2004). APPARATUS, TEST PROCEDURES, AND ANALYTICAL METHODS TO MEASURE SOIL ERODIBILITY IN SITU. *Applied Engineering in Agriculture*, 20(4). <https://doi.org/10.13031/2013.16492>
- Hanson, G. J., & Simon, A. (2001). Erodibility of cohesive streambeds in the loess area of the midwestern USA. *Hydrological Processes*, 15(1), 23–38. <https://doi.org/10.1002/hyp.149>
- Harris, R. J., Pilditch, C. A., Greenfield, B. L., Moon, V., & Kröncke, I. (2016). The Influence of Benthic Macrofauna on the Erodibility of Intertidal Sediments with Varying mud Content in Three New Zealand Estuaries. *Estuaries and Coasts*, 39(3), 815–828. <https://doi.org/10.1007/s12237-015-0036-2>
- Haun, S., & Olsen, N. R. B. (2012). Three-dimensional numerical modelling of reservoir flushing in a prototype scale. *International Journal of River Basin Management*, 10(4), 341–349. <https://doi.org/10.1080/15715124.2012.736388>
- Heckmann, T., Cavalli, M., Cerdan, O., Foerster, S., Javaux, M., Lode, E., Smetanová, A., Vericat, D., & Brardinoni, F. (2018). Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. *Earth-Science Reviews*, 187, 77–108. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004>
- Heniche, M., Secretan, Y., Boudreau, P., & Leclerc, M. (2000). A two-dimensional finite element drying-wetting shallow water model for rivers and estuaries. *Advances in Water Resources*, 23(4), 359–372. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(99\)00031-7](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(99)00031-7)
- Hongve, D. (1987). A revised procedure for discharge measurement by means of the salt dilution method. *Hydrological Processes*, 1, 267–270. <https://doi.org/doi.org/10.1002/hyp.3360010305>
- Hostache, R., Hissler, C., Matgen, P., Guignard, C., & Bates, P. (2014). Modelling suspended-sediment propagation and related heavy metal contamination in floodplains: a parameter sensitivity analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9), 3539–3551. <https://doi.org/10.5194/hess-18-3539-2014>
- Houwing, E.-J. (1999). Determination of the Critical Erosion Threshold of Cohesive Sediments on Intertidal Mudflats Along the Dutch Wadden Sea Coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(4), 545–555. <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0518>
- Jacobs, W., Le Hir, P., Van Kesteren, W., & Cann, P. (2011). Erosion threshold of sand–mud mixtures. *Continental Shelf Research*, 31(10), S14–S25. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.012>
- Jekel, C. F., & Venter, G. (2019). pwlif: A Python Library for Fitting 1D Continuous Piecewise Linear Functions. [https://github.com/cjekel/piecewise\\_linear\\_fit\\_py](https://github.com/cjekel/piecewise_linear_fit_py)
- Jepsen, R., Roberts, J., & Lick, W. (1997). Effects of bulk density on sediment erosion rates. *Water, Air, & Soil Pollution*, 99, 21-31.



- Jodeau, M. (2007). Morphodynamique d'un banc de galets en rivière aménagée lors de crues. Physique. Université Claude Bernard - Lyon 1. Français. tel-00198125
- Joensuu, M., Pilditch, C. A., Harris, R., Hietanen, S., Pettersson, H., & Norkko, A. (2018). Sediment properties, biota, and local habitat structure explain variation in the erodibility of coastal sediments. *Limnology and Oceanography*, 63(1), 173–186. <https://doi.org/10.1002/lno.10622>
- Joensuu, M., Pilditch, C. A., & Norkko, A. (2020). Temporal Variation in Resuspension Potential and Associated Nutrient Dynamics in Shallow Coastal Environments. *Estuaries and Coasts*. <https://doi.org/10.1007/s12237-020-00726-z>
- 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. Hydrologie. Université Grenoble Alpes. Français. NNT:2017GREAU002. tel-01616077v2
- Jourdain, C., Claude, N., Tassi, P., Cordier, F., & Antoine, G. (2019). Morphodynamics of alternate bars in the presence of riparian vegetation. *Earth Surface Processes and Landforms*. <https://doi.org/doi:10.1002/esp.4776>
- Keesstra, S., Nunes, J. P., Saco, P., Parsons, T., Poepl, R., Masselink, R., & Cerdà, A. (2018). The way forward: Can connectivity be useful to design better measuring and modelling schemes for water and sediment dynamics? *Science of The Total Environment*, 644, 1557–1572. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.342>
- Khosronejad, A., Rennie, C. D., Neyshabouri, A. A. S., & Gholami, I. (2008). Three-dimensional numerical modeling of reservoir sediment release. *Journal of Hydraulic Research*, 46(2), 209–223. <https://doi.org/10.1080/00221686.2008.9521856>
- Kimiaghalam, N., Clark, S. P., & Ahmari, H. (2016). An experimental study on the effects of physical, mechanical, and electrochemical properties of natural cohesive soils on critical shear stress and erosion rate. *International Journal of Sediment Research*, 31(1), 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2015.01.001>
- Kondolf, G. M., Gao, Y., Annandale, G. W., Morris, G. L., Jiang, E., Zhang, J., Cao, Y., Carling, P., Fu, K., Guo, Q., Hotchkiss, R., Peteuil, C., Sumi, T., Wang, H., Wang, Z., Wei, Z., Wu, B., Wu, C., & Yang, C. T. (2014). Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: Experiences from five continents. *Earth's Future*, 2(5), 256–280. <https://doi.org/10.1002/2013EF000184>
- Kothyari, U. C., & Jain, R. K. (2008). Influence of cohesion on the incipient motion condition of sediment mixtures. *Water Resources Research*, 44(4). <https://doi.org/10.1029/2007WR006326>
- Krishnappan, B. G., & Droppo, I. G. (2006). Use of an In Situ Erosion Flume for Measuring Stability of Sediment Deposits in Hamilton Harbour, Canada. *Water, Air, & Soil Pollution: Focus*, 6(5–6), 557–567. <https://doi.org/10.1007/s11267-006-9039-0>
- Krishnappan, B. G., Stone, M., Granger, S. J., Upadhyay, H. R., Tang, Q., Zhang, Y., & Collins, A. L. (2020). Experimental Investigation of Erosion Characteristics of Fine-Grained Cohesive Sediments. *Water*, 12(5), 1511. <https://doi.org/10.3390/w12051511>
- Lanuru, M. (2004). The spatial and temporal patterns of erodibility of an intertidal flat in the East Frisian Wadden Sea, Germany. Phd thesis. GKSS.

- Lanuru, M., Riethmüller, R., van Bernem, C., & Heymann, K. (2007). The effect of bedforms (crest and trough systems) on sediment erodibility on a back-barrier tidal flat of the East Frisian Wadden Sea, Germany. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72(4), 603–614.  
<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.11.009>
- Lau, Y. L., Droppo, I. G., & Krishnappan, B. G. (2001). Sequential erosion/deposition experiments—demonstrating the effects of depositional history on sediment erosion. *Water Research*, 35(11), 2767–2773. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(00\)00559-5](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(00)00559-5)
- Lau, Y. L., & Krishnappan, B. G. (1994). Does Reentrainment Occur during Cohesive Sediment Settling? *Journal of Hydraulic Engineering*, 120(2), 236–244.  
[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1994\)120:2\(236\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1994)120:2(236))
- Lauters, F., Laperrousaz, E., Camenen, B., Le Coz, J., Thollet, F., Némery, J., Némery, J., & Delinares, M. (2012). Vers une gestion sédimentaire durable de l'aménagement hydro-électrique Arc-Isère. *La Houille Blanche*, 98(1), 19–25. <https://doi.org/10.1051/lhb/2012003>
- Lavelle, J. W., & Mofjeld, H. O. (1987). Do Critical Stresses for Incipient Motion and Erosion Really Exist? *Journal of Hydraulic Engineering*, 113(3), 370–385.  
[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1987\)113:3\(370\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1987)113:3(370))
- Le Bouteiller, C., Naaim-Bouvet, F., Mathys, N., & Lavé, J. (2011). A new framework for modeling sediment fining during transport with fragmentation and abrasion. *Journal of Geophysical Research*, 116(F3), F03002. <https://doi.org/10.1029/2010JF001926>
- Le Coz, J., Jodeau, M., Hauet, A., Marchand, B., & Le Boursicaud, R. (2014). Image-based velocity and discharge measurements in field and laboratory river engineering studies using the free Fudaa-LSPiV software. In A. Schleiss, G. de Cesare, M. Franca, & M. Pfister (Eds.), *River Flow 2014* (pp. 1961–1967). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b17133-262>
- Le Hir, P., Cann, P., Waeles, B., Jestin, H., & Bassoulet, P. (2005). Erodibility of natural sediments: experiments on sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests. In T. Kusuda, H. Yamanishi, J. Spearman and J.Z. Gailani (Eds), *Sediment and Ecohydraulics: INTERCOH 2005*. 137-153.
- Le Roux, J. J., Summer, P. D., Lorentz, S. A., & Germishuys, T. (2013). Connectivity aspects in sediment migration modelling using the Soil and Water Assessment Tool. *Geosciences* 2013, 3(1): 1-12. doi:10.5923/j.geo.20130301.01
- Legout, C., Droppo, I. G., Coutaz, J., Bel, C., & Jodeau, M. (2018). Assessment of erosion and settling properties of fine sediments stored in cobble bed rivers: the Arc and Isère alpine rivers before and after reservoir flushing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(6), 1295–1309.  
<https://doi.org/10.1002/esp.4314>
- Legout, C., Freche, G., Biron, R., Esteves, M., Navratil, O., Nord, G., Uber, M., Grangeon, T., Hachgenei, N., Boudevillain, B., Voiron, C., & Spadini, L. (2021). A critical zone observatory dedicated to suspended sediment transport: The meso-scale Galabre catchment (southern French Alps). *Hydrological Processes*, 35(3). <https://doi.org/10.1002/hyp.14084>
- Legout, C., Poulenard, J., Nemery, J., Navratil, O., Grangeon, T., Evrard, O., & Esteves, M. (2013). Quantifying suspended sediment sources during runoff events in headwater catchments using

spectrocolorimetry. *Journal of Soils and Sediments*, 13(8), 1478–1492. <https://doi.org/10.1007/s11368-013-0728-9>

Li, J. (2022). Evolution bio-géomorphologique des cours d'eau aménagés. Thèse de doctorat en préparation. Université de Tours.

Lick, W., & Mcneil, J. (2001). Effects of sediment bulk properties on erosion rates. *The Science of The Total Environment*, 266(1–3), 41–48. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(00\)00747-6](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(00)00747-6)

Liu, X.-L., Zheng, J.-W., Zhang, H., Zhang, S.-T., Liu, B.-H., Shan, H.-X., & Jia, Y.-G. (2018). Sediment critical shear stress and geotechnical properties along the modern Yellow River Delta, China. *Marine Georesources & Geotechnology*, 36(8), 875–882. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2017.1393477>

Lo, E. L., Bentley, S. J., & Xu, K. (2014). Experimental study of cohesive sediment consolidation and resuspension identifies approaches for coastal restoration: Lake Lery, Louisiana. *Geo-Marine Letters*, 34(6), 499–509. <https://doi.org/10.1007/s00367-014-0381-3>

Lobligeois, F., Andréassian, V., Perrin, C., Tabary, P., & Loumagne, C. (2014). When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation using 3620 flood events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 575–594. <https://doi.org/10.5194/hess-18-575-2014>

Loire, R. (2019). Les lâchers morphogènes : définition, expérimentations et protocole opérationnel de mise en oeuvre. Géographie. Université de Lyon. Français. NNT:2019LYSEN030. tel-02391913

Lopes, J. F., Dias, J. M., & Dekeyser, I. (2006). Numerical modelling of cohesive sediments transport in the Ria de Aveiro lagoon, Portugal. *Journal of Hydrology*, 319(1–4), 176–198. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.019>

Lumborg, U. (2005). Modelling the deposition, erosion, and flux of cohesive sediment through Øresund. *Journal of Marine Systems*, 56(1–2), 179–193. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.11.003>

Maa, J. P.-Y. (2008). Sediment Erosion Characteristics in the Anacostia River. *Journal of Hydraulic Engineering*, 138(8), 1102–1109. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2008\)134:8\(1102\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2008)134:8(1102))

Maa, J. P.-Y., Kwon, J.-I., Hwang, K.-N., & Ha, H.-K. (2008). Critical Bed-Shear Stress for Cohesive Sediment Deposition under Steady Flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 134(12), 1767–1771. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2008\)134:12\(1767\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2008)134:12(1767))

Maa, J. P.-Y., Sanford, L., & Halka, J. P. (1998). Sediment resuspension characteristics in Baltimore Harbor, Maryland. *Marine Geology*, 146(1–4), 137–145. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00120-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00120-5)

Maggi, F. (2005). Flocculation dynamics of cohesive sediment. Phd thesis. Delft.

Mahalder, B., Schwartz, J. S., Wynn-Thompson, T. M., Palomino, A. M., & Zirkle, J. (2022). Comparison of Erodibility Parameters for Cohesive Streambank Soils between In Situ Jet Test Device and Laboratory Conduit Flume. *Journal of Hydraulic Engineering*, 148(1), 04021055. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001938](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001938)

Malutta, S., Kobiyama, M., Chaffe, P. L. B., & Bonumá, N. B. (2020). Hysteresis analysis to quantify and qualify the sediment dynamics: state of the art. *Water Science and Technology*, 81(12), 2471–2487. <https://doi.org/10.2166/wst.2020.279>

- Manning, A. J., & Dyer, K. R. (2002). The use of optics for the in situ determination of flocculated mud characteristics. *Journal of Optics A: Pure and Applied Optics*, 4(4), S71–S81. <https://doi.org/10.1088/1464-4258/4/4/366>
- Mano, V., Nemery, J., Belleudy, P., & Poirel, A. (2009). Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. *Hydrological Processes*, 23(5), 777–792. <https://doi.org/10.1002/hyp.7178>
- Mantovanelli, A., & Ridd, P. V. (2006). Devices to measure settling velocities of cohesive sediment aggregates: A review of the in situ technology. *Journal of Sea Research*, 56(3), 199–226. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2006.05.002>
- Marteau, B., Batalla, R. J., Vericat, D., & Gibbins, C. (2018). Asynchronicity of fine sediment supply and its effects on transport and storage in a regulated river. *Journal of Soils and Sediments*, 18(7), 2614–2633. <https://doi.org/10.1007/s11368-017-1911-1>
- Marttila, H., & Kløve, B. (2014). Storage, properties and seasonal variations in fine-grained bed sediment within the main channel and headwaters of the River Sanginjoki, Finland. *Hydrological Processes*, 28(17), 4756–4765. <https://doi.org/10.1002/hyp.9953>
- Masselink, R. J. H., Keesstra, S. D., Temme, A. J. A. M., Seeger, M., Giménez, R., & Casalí, J. (2016). Modelling Discharge and Sediment Yield at Catchment Scale Using Connectivity Components: Modelling Discharge and Sediment Yield Using Connectivity. *Land Degradation & Development*, 27(4), 933–945. <https://doi.org/10.1002/ldr.2512>
- Mathers, K. L., Collins, A. L., England, J., Brierley, B., & Rice, S. P. (2017). The fine sediment conundrum; quantifying, mitigating and managing the issues. *River Research and Applications*, 33(10), 1509–1514. <https://doi.org/10.1002/rra.3228>
- Mathers, K. L., Rice, S. P., & Wood, P. J. (2019). Discharge and suspended sediment time series as controls on fine sediment ingress into gravel river beds. *CATENA*, 173, 253–263. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.001>
- Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., Descroix, L., & Lapetite, J. M. (2005). Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: Observations and measurements at the plot scale. *CATENA*, 63(2–3), 261–281. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.010>
- Medeiros, P. H. A., Güntner, A., Francke, T., Mamede, G. L., & Carlos de Araújo, J. (2010). Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. *Hydrological Sciences Journal*, 55(4), 636–648. <https://doi.org/10.1080/02626661003780409>
- Mehta, A. J., & Partheniades, E. (1982). Resuspension of deposited cohesive sediment beds. *Coastal Engineering*, 1569–1588. <https://doi.org/10.1061/9780872623736.095>
- Meng, X., Jia, Y., Shan, H., Yang, Z., & Zheng, J. (2012). An experimental study on erodibility of intertidal sediments in the Yellow River delta. *International Journal of Sediment Research*, 27(2), 240–249. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(12\)60032-8](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(12)60032-8)
- Meunier, P., Métivier, F., Lajeunesse, E., Mériaux, A. S., & Faure, J. (2006). Flow pattern and sediment transport in a braided river: The “torrent de St Pierre” (French Alps). *Journal of Hydrology*, 330(3–4), 496–505. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.009>

- Milan, D., Heritage, G., Entwistle, N., & Tooth, S. (2018). Morphodynamic simulation of sediment deposition patterns on a recently stripped bedrock anastomosed channel. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 377, 51–56. <https://doi.org/10.5194/piahs-377-51-2018>
- Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, 100(5), 525–544. <https://doi.org/10.1086/629606>
- Misset, C. (2020). The role of riverbed on suspended sediment transport dynamics in Alpine Catchments Hydrologie. Université Grenoble Alpes. English. NNT:2019GREAU020. tel-02436785
- Misset, C., Recking, A., Legout, C., Poirel, A., Cazilhac, M., Esteves, M., & Bertrand, M. (2019a). An attempt to link suspended load hysteresis patterns and sediment sources configuration in alpine catchments. *Journal of Hydrology*, 576, 72–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.039>
- Misset, C., Recking, A., Legout, C., Viana-Bandeira, B., & Poirel, A. (2021). Assessment of fine sediment river bed stocks in seven Alpine catchments. *CATENA*, 196, 104916. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104916>
- Misset, C., Recking, A., Navratil, O., Legout, C., Poirel, A., Cazilhac, M., Briguët, V., & Esteves, M. (2019b). Quantifying bed-related suspended load in gravel bed rivers through an analysis of the bedload-suspended load relationship. *Earth Surface Processes and Landforms*. <https://doi.org/10.1002/esp.4606>
- Montariol, J. (2021). Création d'un modèle numérique hydrodynamique bidimensionnel d'un tronçon du Galabre (04). Rapport de stage de fin d'études. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées (ENPC). Chatou
- Murphy, R., Tolhurst, T., Chapman, M., & Underwood, A. (2008). Spatial variation of chlorophyll on estuarine mudflats determined by field-based remote sensing. *Marine Ecology Progress Series*, 365, 45–55. <https://doi.org/10.3354/meps07456>
- Navratil, O., Legout, C., Gateuille, D., Esteves, M., & Liebault, F. (2010). Assessment of intermediate fine sediment storage in a braided river reach (southern French Prealps). *Hydrological Processes*, 1318–1332. <https://doi.org/10.1002/hyp.7594>
- Navratil, O., Esteves, M., Legout, C., Gratiot, N., Nemery, J., Willmore, S., & Grangeon, T. (2011). Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *Journal of Hydrology*, 398(3–4), 246–259. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.025>
- Navratil, O., Evrard, O., Esteves, M., Legout, C., Ayrault, S., Némery, J., Mate-Marin, A., Ahmadi, M., Lefèvre, I., Poirel, A., & Bonté, P. (2012). Temporal variability of suspended sediment sources in an alpine catchment combining river/rainfall monitoring and sediment fingerprinting. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(8), 828–846. <https://doi.org/10.1002/esp.3201>
- Némery, J., Mano, V., Navratil, O., Gratiot, N., Duvert, C., Legout, C., Belleudy, P., Poirel, A., & Esteves, M. (2010). Retour d'expérience sur l'utilisation de la turbidité en rivière de montagne. *Techniques Sciences Méthodes*, 1/2, 61–68. <https://doi.org/10.1051/tsm/201001061>
- Némery, J., Mano, V., Coynel, A., Etcheber, H., Moatar, F., Meybeck, M., Belleudy, P., & Poirel, A. (2013). Carbon and suspended sediment transport in an impounded alpine river (Isère, France). *Hydrological Processes*, 27(17), 2498–2508. <https://doi.org/10.1002/hyp.9387>

- Noack, M., Gerbersdorf, S., Hillebrand, G., & Wieprecht, S. (2015). Combining Field and Laboratory Measurements to Determine the Erosion Risk of Cohesive Sediments. *Water*, 7(9), 5061–5077. <https://doi.org/10.3390/w7095061>
- Noack, M., Beckers, F., Haun, S., & Wieprecht, S. (2018). Investigation the stability of reservoir sediments in the lab and field. *MATEC Web of Conferences*, 246, 01002. <https://doi.org/10.1051/mateconf/201824601002>
- Nord, G., Michielin, Y., Biron, R., Esteves, M., Freche, G., Geay, T., Hauet, A., Legoût, C., & Mercier, B. (2020). An autonomous low-power instrument platform for monitoring water and solid discharges in mesoscale rivers. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 9(1), 41–67. <https://doi.org/10.5194/gi-9-41-2020>
- Orseau, S., Huybrechts, N., Tassi, P., Pham Van Bang, D., & Klein, F. (2021). Two-dimensional modeling of fine sediment transport with mixed sediment and consolidation: Application to the Gironde Estuary, France. *International Journal of Sediment Research*, 36(6), 736–746. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2019.12.005>
- Orvain, F., Guizien, K., Lefebvre, S., Bréret, M., & Dupuy, C. (2014). Relevance of macrozoobenthic grazers to understand the dynamic behaviour of sediment erodibility and microphytobenthos resuspension in sunny summer conditions. *Journal of Sea Research*, 92, 46–55. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2014.03.004>
- Orvain, F., & Montano, N. (2021). Etude expérimentale de l'érodabilité des sédiments fins sur la rivière Isère en aval du barrage hydroélectrique EDF d'Aigueblanche. Rapport technique. Université Caen Normandie - Laboratoire UMR BOREA MNHN.
- Osman, I. S., Schultz, B., Osman, A., & Suryadi, F. X. (2016). Simulation of Fine Sediment Transport in Irrigation Canals of the Gezira Scheme with the Numerical Model FSED. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 142(11), 04016049. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0001031](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001031)
- Osman, K. T. (2014). *Soil Degradation, Conservation and Remediation*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-7590-9>
- Owens, P. N., Batalla, R. J., Collins, A. J., Gomez, B., Hicks, D. M., Horowitz, A. J., Kondolf, G. M., Marden, M., Page, M. J., Peacock, D. H., Petticrew, E. L., Salomons, W., & Trustrum, N. A. (2005). Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues. *River Research and Applications*, 21(7), 693-717. <https://doi.org/10.1002/rra.878>
- Palinkas, C. M., Halka, J. P., Li, M., Sanford, L. P., & Cheng, P. (2014). Sediment deposition from tropical storms in the upper Chesapeake Bay: Field observations and model simulations. *Continental Shelf Research*, 34, 6–16. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.09.012>
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., & Alewell, C. (2015). The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, 54, 438–447. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>
- Parchure, T. M., & Mehta, A. J. (1985). Erosion of Soft Cohesive Sediment Deposits. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(10), 1308–1326. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1985\)111:10\(1308\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1985)111:10(1308))



- Park, J., & Hunt, J. R. (2017). Coupling fine particle and bedload transport in gravel-bedded streams. *Journal of Hydrology*, 552, 532–543. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.023>
- Parsons, A. J., Bracken, L., Poepl, R. E., Wainwright, J., & Keesstra, S. D. (2015). Introduction to special issue on connectivity in water and sediment dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(9), 1275–1277. <https://doi.org/10.1002/esp.3714>
- Partheniades, E. (1965). Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division*, 91(1), 105-139. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0001165>
- Partheniades, E., Cross, R., & Ayora, A. (1968). Further results on the deposition of cohesive sediments. *Coastal Engineering*, 723-742. <https://doi.org/10.1061/9780872620131.047>
- Peiry, J.-L., Pautou, G., & Nguyen, D. (1999). L'aménagement de l'Isère en France, une évolution centenaire. Dans : *Aménagement et protection environnementale des rivières en Europe*, 195–299.
- Peiry, J.-L., Salvador, P. -g., & Nougier, F. (1994). L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question / River incision in the Northern French Alps. *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1), 47–56.
- Perret, C. (2009). Streamflow measurement and control devices : different sensors and methods. *La Houille Blanche*, 95(3), 97–107. <https://doi.org/10.1051/lhb/2009033>
- Petticrew, E. L., Krein, A., & Walling, D. E. (2007). Evaluating fine sediment mobilization and storage in a gravel-bed river using controlled reservoir releases. *Hydrological Processes*, 21(2), 198–210. <https://doi.org/10.1002/hyp.6183>
- Pham, T. L. (2008). Erosion et dispersion des sols argileux par un fluide. *Sciences de l'ingénieur*. Ecole des Ponts ParisTech. Français. <tel-00353451>
- Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Shpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R., & Blair, R. (1995). Environmental and Economic Costs of Soil Erosion and Conservation Benefits. *Science*, 267(5201), 1117–1123. <https://doi.org/10.1126/science.267.5201.1117>
- Poulier, G., Launay, M., Le Bescond, C., Thollet, F., Coquery, M., & Le Coz, J. (2019). Combining flux monitoring and data reconstruction to establish annual budgets of suspended particulate matter, mercury and PCB in the Rhône River from Lake Geneva to the Mediterranean Sea. *Science of The Total Environment*, 658, 457–473. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.075>
- Rainato, R., Mao, L., & Picco, L. (2020). The effects of low-magnitude flow conditions on bedload mobility in a steep mountain stream. *Geomorphology*, 367, 107345. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107345>
- Ravens, T. M. (2007). Comparison of Two Techniques to Measure Sediment Erodibility in the Fox River, Wisconsin. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(1), 111-115. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:1\(111\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(111))
- Ravens, T. M., & Gschwend, P. M. (1999). Flume Measurements of Sediment Erodibility in Boston Harbor. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(10), 998–1005. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1999\)125:10\(998\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:10(998))
- Regazzoni, P. L. (2009). Confrontation et analyse d'érodimètres et caractérisation de la sensibilité à l'érosion d'interface. *Matériaux*. Université de Nantes. Français. <tel-00738460>



- Reid, T., VanMensel, D., Droppo, I. G., & Weisener, C. G. (2016). The symbiotic relationship of sediment and biofilm dynamics at the sediment water interface of oil sands industrial tailings ponds. *Water Research*, 100, 337–347. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2016.05.025>
- Riethmüller, R., Hakvoort, J. H. M., Heineke, M., Heymann, K., Kühn, H., & Witte, G. (1998). Relating erosion shear stress to tidal flat surface colour. *Geological Society, London, Special Publications*, 139(1), 283–293. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.139.01.23>
- Righetti, M., & Lucarelli, C. (2007). May the Shields theory be extended to cohesive and adhesive benthic sediments? *Journal of Geophysical Research*, 112(C5). <https://doi.org/10.1029/2006JC003669>
- Roberts, J. D., Jepsen, R. A., & James, S. C. (2003). Measurements of Sediment Erosion and Transport with the Adjustable Shear Stress Erosion and Transport Flume. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(11), 862–871. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2003\)129:11\(862\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2003)129:11(862))
- Roberts, J., Jepsen, R., Gotthard, D., & Lick, W. (1998). Effects of Particle Size and Bulk Density on Erosion of Quartz Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(12), 1261–1267. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1998\)124:12\(1261\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1998)124:12(1261))
- Rtimi, R. (2022). Dynamique hydro-sédimentaire de l'estuaire de la Rance : fonctionnement, évolution et gestion. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux.
- Sanford, L. P., & Halka, J. P. (1993). Assessing the paradigm of mutually exclusive erosion and deposition of mud, with examples from upper Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 114(1–2), 37–57. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90038-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90038-W)
- Sanford, L. P., & Maa, J. P.-Y. (2001). A unified erosion formulation for fine sediments. *Marine Geology*, 179(1-2), 9-23. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00201-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00201-8)
- Santoro, P., Fossati, M., Tassi, P., Huybrechts, N., Pham Van Bang, D., & Piedra-Cueva, J. C. I. (2017). A coupled wave–current–sediment transport model for an estuarine system: Application to the Río de la Plata and Montevideo Bay. *Applied Mathematical Modelling*, 52, 107–130. <https://doi.org/10.1016/j.apm.2017.07.004>
- Sengupta, M. E., Andersen, T. J., Dalsgaard, A., Olsen, A., & Thamsborg, S. M. (2012). Resuspension and settling of helminth eggs in water: Interactions with cohesive sediments. *Water Research*, 46(12), 3903–3912. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2012.04.033>
- Seo, Y., Schmidt, A. R., & Sivapalan, M. (2012). Effect of storm movement on flood peaks: Analysis framework based on characteristic timescales. *Water Resources Research*, 48(5). <https://doi.org/10.1029/2011WR011761>
- Serlet, A. J., Gurnell, A. M., Zolezzi, G., Wharton, G., Belleudy, P., & Jourdain, C. (2018). Biomorphodynamics of alternate bars in a channelized, regulated river: An integrated historical and modelling analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(9), 1739–1756. <https://doi.org/10.1002/esp.4349>
- Singh, H. V., & Thompson, A. M. (2016). Effect of antecedent soil moisture content on soil critical shear stress in agricultural watersheds. *Geoderma*, 262, 165–173. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.011>

SISARC (2012). Etude du lit de l'Isère en Combe de Savoie : actualisation du diagnostic, propositions d'action. Rapport technique. Chambéry-le-Haut : Direction Départementale des Territoires de Savoie.

Smith, M. B., Koren, V. I., Zhang, Z., Reed, S. M., Pan, J.-J., & Moreda, F. (2004). Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 267–286. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.039>

Sottolichio, A., Hurther, D., Gratiot, N., & Bretel, P. (2011). Acoustic turbulence measurements of near-bed suspended sediment dynamics in highly turbid waters of a macrotidal estuary. *Continental Shelf Research*, 31(10), S36–S49. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.03.016>

Stokes, G. G. (1850). On the effect of internal friction of fluids on the motion of pendulums. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, 9(8). <https://doi.org/10.1017/CBO9780511702266>

Stone, M., Krishnappan, B. G., Silins, U., Emelko, M. B., Williams, C. H. S., Collins, A. L., & Spencer, S. A. (2021). A New Framework for Modelling Fine Sediment Transport in Rivers Includes Flocculation to Inform Reservoir Management in Wildfire Impacted Watersheds. *Water*, 13(17), 2319. <https://doi.org/10.3390/w13172319>

Stradiotti, G., Righetti, M., Tarekegn, T. H., Wharton, G., & Toffolon, M. (2020). New Conceptual Framework for the Erosion of Fine Sediment from a Gravel Matrix Based on Experimental Analysis. *Journal of Hydraulic Engineering*, 146(9), 04020061. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001795](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001795)

STUCKY, CIDEE, & SINTEGRAH. (2008). PPRI de l'Isère en Combe de Savoie. Chambéry-le-Haut : Direction Départementale des Territoires de la Savoie.

Syvitski, J. P. M. (2005). Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*, 308(5720), 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>

Tena, A., Książek, L., Vericat, D., & Batalla, R. J. (2013). Assessing the geomorphic effects of a flushing flow in a large regulated river: flushing flows dynamics in large rivers. *River Research and Applications*, 29(7), 876–890. <https://doi.org/10.1002/rra.2572>

Theol, S. A., Jagers, B., Suryadi, F. X., & de Fraiture, C. (2019). The Role of Gate Operation in Reducing Problems with Cohesive and Non-Cohesive Sediments in Irrigation Canals. *Water*, 11(12), 2572. <https://doi.org/10.3390/w11122572>

Thollet, F., Rousseau, C., Camenen, B., Boubkraoui, S., Branger, F., Lauters, F., & Némery, J. (2021). Long term high frequency sediment observatory in an alpine catchment: The Arc-Isère rivers, France. *Hydrological Processes*, 35(2). <https://doi.org/10.1002/hyp.14044>

Thompson, C. E. L., Couceiro, F., Fones, G. R., & Amos, C. L. (2013). Shipboard measurements of sediment stability using a small annular flume-Core Mini Flume (CMF). *Limnology and Oceanography: Methods*, 11(11), 604–615. <https://doi.org/10.4319/lom.2013.11.604>

Thompson, C. E. L., Couceiro, F., Fones, G. R., Helsby, R., Amos, C. L., Black, K., Parker, E. R., Greenwood, N., Statham, P. J., & Kelly-Gerrey, B. A. (2011). In situ flume measurements of resuspension in the North Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 94(1), 77–88. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.05.026>

Tolhurst, T. J., Black, K. S., & Paterson, D. M. (2009). Muddy Sediment Erosion: Insights from Field Studies. *Journal of Hydraulic Engineering*, 135(2), 73–87. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2009\)135:2\(73\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2009)135:2(73))

- Tolhurst, T. J., Black, K. S., Paterson, D. M., Mitchener, H. J., Termaat, G. R., & Shayler, S. A. (2000). A comparison and measurement standardisation of four in situ devices for determining the erosion shear stress of intertidal sediments. *Continental Shelf Research*, 20(10–11), 1397–1418. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00029-7](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00029-7)
- Tolhurst, T. J., Black, K. S., Shayler, S. A., Mather, S., Black, I., Baker, K., & Paterson, D. M. (1999). Measuring the in situ Erosion Shear Stress of Intertidal Sediments with the Cohesive Strength Meter (CSM). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(2), 281–294. <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0512>
- Tolhurst, T. J., Defew, E. C., de Brouwer, J. F. C., Wolfstein, K., Stal, L. J., & Paterson, D. M. (2006). Small-scale temporal and spatial variability in the erosion threshold and properties of cohesive intertidal sediments. *Continental Shelf Research*, 26(3), 351–362. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.11.007>
- Tolhurst, T. J., Jesus, B., Brotas, V., & Paterson, D. M. (2003). Diatom migration and sediment armouring – an example from the Tagus Estuary, Portugal. In *Migrations and Dispersal of Marine Organisms* (pp. 183–193). Springer, Dordrecht.
- Tolhurst, T. J., & Riethmüller, R. (2000). In situ versus laboratory analysis of sediment stability from intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*, 20(10–11), 1317–1334. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00025-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00025-X)
- Tritthart, M., Haimann, M., Habersack, H., & Hauer, C. (2019). Spatio-temporal variability of suspended sediments in rivers and ecological implications of reservoir flushing operations. *River Research and Applications*, 35(7), 918–931. <https://doi.org/10.1002/rra.3492>
- Turowski, J. M., Rickenmann, D., & Dadson, S. J. (2010). The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: a review of empirical data. *Sedimentology*, 57(4), 1126–1146. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01140.x>
- Uber, M. (2020). *Suspended sediment production and transfer in mesoscale catchments: a new approach combining flux monitoring, fingerprinting and distributed numerical modeling*. Applied Geology. Université Grenoble Alpes. English. NNT : 2020GRALU011. tel-02926078
- Uber, M., Legout, C., Nord, G., Crouzet, C., Demory, F., & Poulenard, J. (2019). Comparing alternative tracing measurements and mixing models to fingerprint suspended sediment sources in a mesoscale Mediterranean catchment. *Journal of Soils and Sediments*, 19(9), 3255–3273. <https://doi.org/10.1007/s11368-019-02270-1>
- Uber, M., Nord, G., Legout, C., & Cea, L. (2021). How do modeling choices and erosion zone locations impact the representation of connectivity and the dynamics of suspended sediments in a multi-source soil erosion model? *Earth Surface Dynamics*, 9(1), 123–144. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-123-2021>
- van Maren, D. S., & Cronin, K. (2016). Uncertainty in complex three-dimensional sediment transport models: equifinality in a model application of the Ems Estuary, the Netherlands. *Ocean Dynamics*, 66(12), 1665–1679. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-1000-9>
- van Maren, D. S., van Kessel, T., Cronin, K., & Sittoni, L. (2015). The impact of channel deepening and dredging on estuarine sediment concentration. *Continental Shelf Research*, 95, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.12.010>

- Van Prooijen, B. C., & Winterwerp, J. C. (2010). A stochastic formulation for erosion of cohesive sediments. *Journal of Geophysical Research*, 115(C1), C01005. <https://doi.org/10.1029/2008JC005189>
- van Rijn, L. C. (2020). Erodibility of Mud–Sand Bed Mixtures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 146(1), 04019050. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001677](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001677)
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., & Ocakoglu, F. (2011). Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130(3–4), 142–161. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.010>
- Vardy, S., Saunders, J. E., Tolhurst, T. J., Davies, P. A., & Paterson, D. M. (2007). Calibration of the high-pressure cohesive strength meter (CSM). *Continental Shelf Research*, 27(8), 1190–1199. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.01.022>
- Vautier, F. (2000). Dynamique géomorphologique et végétalisation des cours d'eau endigués : l'exemple de l'Isère dans le Grésivaudan. Université Joseph-Fourier.
- Villaret, C., Hervouet, J.-M., Kopmann, R., Merkel, U., & Davies, A. G. (2013). Morphodynamic modeling using the Telemac finite-element system. *Computers & Geosciences*, 53, 105–113. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.10.004>
- Vivian, H. (1994). L'hydrologie artificialisée de l'Isère en amont de Grenoble. Essai de quantification des impacts des aménagements. *Revue de géographie alpine*, 82(2), 97–112. <https://doi.org/10.3406/rga.1994.3753>
- Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T. G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S. F., & Brazier, R. E. (2011). Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology*, 126(3–4), 387–404. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>
- Walling, D. E. (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65(1–3), 209–237. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90217-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90217-2)
- Walling, D. E., Owens, P. N., Carter, J., Leeks, G. J. L., Lewis, S., Meharg, A. A., & Wright, J. (2003). Storage of sediment-associated nutrients and contaminants in river channel and floodplain systems. *Applied Geochemistry*, 18(2), 195–220. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00121-X)
- Wang, Y., Yu, Q., & Gao, S. (2011). Relationship between bed shear stress and suspended sediment concentration: annular flume experiments. *International Journal of Sediment Research*, 26(4), 513–523. [https://doi.org/10.1016/S1001-6279\(12\)60009-2](https://doi.org/10.1016/S1001-6279(12)60009-2)
- Waqas, A., Neumeier, U., & Rochon, A. (2019). Spatial and annual patterns of erosion threshold and biofilms in an intertidal area, st. Lawrence estuary, Canada. *Coastal Sediments 2019*, 1808–1820. [https://doi.org/10.1142/9789811204487\\_0156](https://doi.org/10.1142/9789811204487_0156)
- Watts, C. W., Tolhurst, T. J., Black, K. S., & Whitmore, A. P. (2003). In situ measurements of erosion shear stress and geotechnical shear strength of the intertidal sediments of the experimental managed realignment scheme at Tollesbury, Essex, UK. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58(3), 611–620. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(03\)00139-2](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(03)00139-2)
- Wendling, V. (2015). Développement d'un système de caractérisation des agrégats et des floes en suspension. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes. Français. NNT : 2015GREAU010. tel-01224167

- Wendling, V., Gratiot, N., Legout, C., Droppo, I. G., Coulaud, C., & Mercier, B. (2015). Using an optical settling column to assess suspension characteristics within the free, flocculation, and hindered settling regimes. *Journal of Soils and Sediments*, 15(9), 1991–2003. <https://doi.org/10.1007/s11368-015-1135-1>
- Wendling, V., Legout, C., Gratiot, N., Michallet, H., & Grangeon, T. (2016). Dynamics of soil aggregate size in turbulent flow: Respective effect of soil type and suspended concentration. *CATENA*, 141, 66–72. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.02.015>
- Wengrove, M. E., Foster, D. L., Kalnejais, L. H., Percuoco, V., & Lippmann, T. C. (2015). Field and laboratory observations of bed stress and associated nutrient release in a tidal estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 161, 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.04.005>
- Wiberg, P. L., Law, B. A., Wheatcroft, R. A., Milligan, T. G., & Hill, P. S. (2013). Seasonal variations in erodibility and sediment transport potential in a mesotidal channel-flat complex, Willapa Bay, WA. *Continental Shelf Research*, 60, S185–S197. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.07.021>
- Widdows, J., Friend, P. L., Bale, A. J., Brinsley, M. D., Pope, N. D., & Thompson, C. E. L. (2007). Inter-comparison between five devices for determining erodability of intertidal sediments. *Continental Shelf Research*, 27(8), 1174–1189. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.10.006>
- Wilkes, M. A., Gittins, J. R., Mathers, K. L., Mason, R., Casas-Mulet, R., Vanzo, D., Mckenzie, M., Murray-Bligh, J., England, J., Gurnell, A., & Jones, J. I. (2018). Physical and biological controls on fine sediment transport and storage in rivers. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 6(2), e1331. <https://doi.org/10.1002/wat2.1331>
- Williamson, H. J., & Ockenden, M. C. (1996). ISIS: An Instrument for Measuring Erosion Shear Stress In Situ. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42(1), 1–18. <https://doi.org/10.1006/ecss.1996.0001>
- Winterwerp, J. C. (2002). On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. *Continental Shelf Research*, 22(9), 1339–1360. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00010-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00010-9)
- Winterwerp, J. C., van Kesteren, W. G. M., van Prooijen, B., & Jacobs, W. (2012). A conceptual framework for shear flow-induced erosion of soft cohesive sediment beds. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117. <https://doi.org/10.1029/2012JC008072>
- Woelffel, T. (2020). Dynamique des sédiments fins en rivière alluviale : étude des propriétés d'érosion/dépôt des sédiments fins déposés dans les lits. Rapport de stage de fin d'études. Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), Grenoble
- Wood, P. J., & Armitage, P. D. (1999). Sediment deposition in a small lowland stream - Management implications. *Regulated Rivers: Research & Management: An International Journal Devoted to River Research and Management*, 15(1-3), 199-210. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1646\(199901/06\)15:1/3<199::AID-RRR531>3.0.CO;2-0](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1646(199901/06)15:1/3<199::AID-RRR531>3.0.CO;2-0)
- Yang, C.-C., & Lee, K. T. (2018). Analysis of flow-sediment rating curve hysteresis based on flow and sediment travel time estimations. *International Journal of Sediment Research*, 33(2), 171–182. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.10.003>
- You, Z.-J. (2004). The effect of suspended sediment concentration on the settling velocity of cohesive sediment in quiescent water. *Ocean Engineering*, 31(16), 1955–1965. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2004.05.005>

Zabaleta, A., Martínez, M., Uriarte, J. A., & Antigüedad, I. (2007). Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. *CATENA*, 71(1), 179–190. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.06.007>

Zanker, S. (2019). Flux solide en Combe de Savoie pendant la chasse d’Aigueblanche 2018. Note technique H-44200961-2018-000301-A. EDF DTG.

Zhang, W., Uh Zapata, M., Bai, X., Pham-Van-Bang, D., & Nguyen, K. D. (2020). Three-dimensional simulation of horseshoe vortex and local scour around a vertical cylinder using an unstructured finite-volume technique. *International Journal of Sediment Research*, 35(3), 295–306. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2019.09.001>

Zreik, D. A., Krishnappan, B. G., Germaine, J. T., Madsen, O. S., & Ladd, C. C. (1998). Erosional and Mechanical Strengths of Deposited Cohesive Sediments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(11), 1076–1085. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1998\)124:11\(1076\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1998)124:11(1076))

# Principales notations

$Ad_{50}$  diamètre médian absolu [ $\mu m$ ]

$Afine\%$  pourcentage absolu de particules cohésives ayant un diamètre inférieur à  $63 \mu m$  [%]

$b$  largeur du lit mineur [ $m$ ]

$C$  concentration [ $kg \cdot m^{-3}$ ]

$C_D$  coefficient de traînée [–]

$C_F$  coefficient de frottement adimensionnel [–]

$C_h$  coefficient de Chézy [ $m^{1/2}/s$ ]

$D$  diamètre [ $m$ ]

$DA$  indice de désagrégation [–]

$Ed_{50}$  diamètre médian effectif [ $\mu m$ ]

$Efine\%$  pourcentage effectif de particules cohésives ayant un diamètre inférieur à  $63 \mu m$  [%]

$ER$  étendue effective de la distribution granulométrique [ $\mu m$ ]

$\phi_D$  flux de dépôt [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ]

$\phi_E$  flux d'érosion [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ]

$\phi_T$  flux de suspension sur une section [ $kg \cdot s^{-1}$ ]

$g$  accélération de la pesanteur [ $m \cdot s^{-2}$ ]

$h$  hauteur d'eau [ $m$ ]

$k_s$  rugosité [ $m$ ]

$K$  coefficient de Strickler [ $m^{1/3}/s$ ]

$\kappa$  constante de Von Karman [–]

$\lambda$  porosité du lit [–]

$M$  constante de Partheniades [ $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ]

$\nu$  viscosité cinématique du fluide [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ]

$\nu_t$  coefficient de diffusion effective [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ]

$Q$  débit [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]

$R_e^*$  nombre de Reynolds particulaire [–]

$R_o$  nombre de Rouse [–]

$\rho_e$  masse volumique de l'eau [ $kg \cdot m^{-3}$ ]



$\rho_s$  masse volumique du sédiment [ $kg \cdot m^{-3}$ ]  
 $S$  surface [ $m^2$ ]  
 $S_0$  pente du lit [—]  
 $s_i$  suspension index [%/ $kPa$ ]  
 $SSC$  suspended sediment concentration [ $g \cdot L^{-1}$ ]  
 $Tu$  turbidité [ $FNU/NTU$ ]  
 $\tau$  contrainte de cisaillement [ $N \cdot m^{-2}$ ]  
 $\tau_{ce}$  contrainte critique d'érosion [ $N \cdot m^{-2}$ ]  
 $\tau_{ce,CSM,jet}$  pression critique du jet du CSM [ $kPa$ ]  
 $\tau_{cd}$  contrainte critique de dépôt [ $N \cdot m^{-2}$ ]  
 $u$  vitesse selon l'axe x [ $m \cdot s^{-1}$ ]  
 $u^*$  vitesse de frottement [ $m \cdot s^{-1}$ ]  
 $v$  vitesse selon l'axe y [ $m \cdot s^{-1}$ ]  
 $V$  volume [ $L$ ]  
 $w_s$  vitesse de chute [ $m \cdot s^{-1}$ ]

# Liste des abréviations et acronymes

**ANR** : l'Agence Nationale de la Recherche

**ADCP** : Acoustic Doppler Current Profiler

**ADV** : Acoustic Doppler Velocimeter

**BV** : Bassin versant

**CIH** : Centre d'Ingénierie Hydraulique

**CNRS** : Centre National de la Recherche Scientifique

**CSM** : Cohesive Strength-Meter

**DEAR** : Deposition and Erosion in Alpine Rivers

**DREAL** : Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement

**DTG** : Division Technique Générale

**EDF** : Electricité de France

**EROMES** : EROsion MEasurement System

**IC** : indicateur de connectivité

**INRAE** : Institut National de la Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement

**IGE** : Institut des Géosciences de l'Environnement

**LNHE** : Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement

**LSPIV** : Large Scale Particle Image Velocimetry

**MES** : Matières En Suspension

**MO** : Matière Organique

**ONF** : Office National des Forêts

**OZCAR** : Observatoires de la Zone Critique : Application et Recherche

**PAPI** : Programmes d'Actions de Prévention des Inondations

**RTM** : Restauration des Terrains de Montagne

**RZA** : Réseau des Zones Ateliers

**SCAF** : Système de Caractérisation des Agrégats et de Floccs

**SISARC** : Syndicat Mixte de l'Isère et de l'Arc en Combe de Savoie

**SNO** : Service National d'Observation

**VIMS** : Virginia Institute of Marine Science

**ZABR** : Zone Atelier Bassin du Rhône