ANALYSE DE LA REPONSE HYDROLOGIQUE DE CINQ BASSINS VERSANTS DE LA HAUTE-GASPESIE

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en géographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© PIERRE-LUDOVIC LANGELIER

Juillet 2026

Composition du jury :

Francis Gauthier, président du jury, Université du Québec à Rimouski

Thomas Buffin-Bélanger], directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

François Anctil, examinateur externe, Université Laval

Dépôt initial le 2 mars 2026 Dépôt final le 2 juillet 2026

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

« L'eau silencieuse me parle en cadence. » – Claude Gauvreau, *La jeune fille et la lune*

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de recherche, Thomas Buffin-Bélanger, pour son encadrement et sa bienveillance tout au long de ce travail. Ses conseils éclairés et sa disponibilité ont été essentiels à l'aboutissement de ce mémoire. Merci pour la confiance et l'opportunité qui m'ont été accordées.

Je remercie chaleureusement l'ensemble des collègues du Laboratoire de recherche en dynamique fluviale, ainsi que les autres collègues, pour l'ambiance de travail stimulante et l'entraide quotidienne. Les discussions, les sorties de terrain et l'esprit d'équipe m'ont aidé à garder un esprit sain et motivé. Merci à chacun pour votre disponibilité et votre soutien.

Je voudrais également remercier les membres du jury, Francis Gauthier et François Anctil, d'avoir accepté de consacrer leur temps à l'évaluation de ce travail et de m'avoir permis d'aller au bout de cette maîtrise.

Je tiens aussi à remercier le projet d'acquisition et de connaissance des eaux souterraines Gaspésie–Matapédia (PACES) sous la coordination des professeurs Gwenaëlle Chaillou et Thomas Buffin-Bélanger pour une partie du financement ayant permis la réalisation de ce projet. Je remercie également le CRSNG pour l'autre partie du financement provenant de la subvention CRSNG-Découverte de mon directeur de recherche.

Enfin, je souhaite exprimer ma profonde reconnaissance à ma copine Julie, dont le soutien constant, la patience et l'encouragement ont été déterminants tout au long de ce parcours. Sa présence m'a apporté l'équilibre nécessaire pour traverser les moments plus exigeants et garder le cap jusqu'à la fin. L'aboutissement de cette maîtrise marque aussi une étape importante que nous franchissons ensemble, et ouvre la voie à un nouveau projet commun dans lequel nous pourrons continuer d'avancer.

RÉSUMÉ

Cette étude analyse la réponse hydrologique de cinq bassins versants de la Haute-Gaspésie afin de mieux comprendre les dynamiques d'écoulement rapide et lent. Les variations climatiques, la distribution des précipitations et les caractéristiques morphométriques influencent fortement la transformation des apports en eau en débits observés aux exutoires. Dans cette perspective, l'étude vise à caractériser les signatures hydrologiques, à comparer différentes méthodes de séparation des hydrogrammes et à déterminer les facteurs de contrôle qui structurent la réponse hydrologique régionale.

Les objectifs de l'étude sont : (1) la caractérisation de la morphométrie des bassins (indices linéaires, de surface et de relief), (2) la caractérisation de la réponse hydrologique, et (3) les relations entre ces paramètres. Les hypothèses de travail posent que la morphométrie influence significativement la réactivité hydrologique, que les composantes rapide et lente de l'écoulement, ainsi que les bassins peuvent être regroupés en catégories hydrologiques distinctes.

La méthodologie combine des mesures de terrain (capteurs de pression, courbes de tarage), l'application de plusieurs techniques de séparation des hydrogrammes, le calcul d'indices morphométriques et de signature hydrologique, ainsi que des analyses statistiques multivariées (analyse en composantes principales et classification K-means).

Les résultats montrent que les bassins dominés par des dépôts marins et alluvionnaires présentent des indices de débit de base plus élevés, tandis que ceux caractérisés par la roche en place ou par les dépôts glaciaires affichent une réponse plus rapide et plus variable. Les méthodes de séparation diffèrent davantage en période hivernale, en raison de l'influence du couvert nival et des processus de gel-dégel. Les analyses statistiques multivariées révèlent deux axes principaux opposant les bassins à forte contribution souterraine à ceux dominés

par l’écoulement direct. L’application de K-means révèle deux classes hydrologiques physiquement interprétables. Néanmoins, l’évaluation à l’échelle d’analyse considérée met en évidence une faible distance interclasses, suggérant une faible variabilité entre les bassins.

L’étude conclut que la combinaison des signatures hydrologiques et de la morphométrie constitue un outil robuste pour interpréter la dynamique des écoulements en milieu montagneux. Ces résultats offrent des pistes concrètes pour la gestion de la quantité d’eau, la prévention des risques d’inondation et la protection des habitats aquatiques en Haute-Gaspésie.

Mots clés : Réponse hydrologique, débit de base, écoulement, morphométrie, ACP, facteur de contrôle, gestion.

ABSTRACT

This study analyzes the hydrological response of five watersheds in the Upper Gaspé to better understand the dynamics of fast and slow flow in. Climatic variations, the distribution of precipitation and morphometric characteristics strongly influence the transformation of water inputs into flows observed at outfalls. In this perspective, the study aims to characterize hydrological signatures, compare different hydrograph separation methods and determine the control factors that structure the regional hydrological response.

The topics studied include: (1) characterization of basin morphometry (linear, surface and relief indices), (2) characterization of hydrological response, and (3) relationships between these parameters. The working hypotheses state that morphometry significantly influences hydrological reactivity, that the fast and slow components of flow, and that basins can be categorized into distinct hydrological categories.

The methodology combines field measurements (pressure sensors, calibration curves), the application of several hydrograph separation techniques, the calculation of morphometric indices and hydrological signature, as well as multivariate statistical analyses (principal component analysis and K means classification).

The results show that basins dominated by marine and alluvial deposits have higher base flow indices, while those characterized by in-situ rock or glacial deposits show a faster and more variable response. Separation methods differ more in winter periods, due to the influence of snow cover and thaw processes. The multivariate statistical analyses reveal two main axes opposing the basins with a high underground contribution to those dominated by direct flow. The application of K means reveals two physically interpretable hydrological classes. Nevertheless, the evaluation at the considered analysis scale highlights a small interclass distance, suggesting low variability between basins.

The study concludes that the combination of hydrological signatures and morphometry constitutes a robust tool for interpreting flow dynamics in mountain environments. These results offer concrete avenues for managing water quantity, preventing flood risks, and protecting aquatic habitats in the Upper Gaspé.

Keywords: Hydrological response, base flow, flow, morphometry, PCA, control factor, management.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS ix

RÉSUMÉ xii

ABSTRACT xv

TABLE DES MATIÈRES xviii

LISTE DES TABLEAUX xxi

LISTE DES FIGURES xxiv

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES xxviii

INTRODUCTION ET OBJECTIFS 1

CHAPITRE 1 ÉTAT DES CONNAISSANCES DU TRANSFERT HYDROLOGIQUE 6

1.1 CYCLE DE L'EAU, RÉGIME HYDROLOGIQUE ET CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX 6

1.2 CHEMINEMENT DE L'ÉCOULEMENT 8

1.3 LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE 11

1.4 CONTRÔLE SUR LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE 14

1.5 SÉPARATION DES HYDROGRAMMES 17

CHAPITRE 2 SITE D'ETUDE ET MÉTHODOLOGIE 23

2.1 DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDES 23

2.2 MESURE DE DÉBITS 28

2.2.1 Capteur de pression et mesure du débit 28

2.2.2 Courbe de tarage et création des hydrogrammes 32

2.3 SÉPARATION DES HYDROGRAMMES DE CRUE 40

2.3.1 Constante de tarissement 40

2.3.2 Méthodes de séparation 44

2.4 CARACTÉRISATION DES SIGNATURES HYDROLOGIQUES 45

2.5 CARACTÉRISATION MORPHOMÉTRIQUE DES BASSINS-VERSANTS 47

2.6 ANALYSE STATISTIQUE DES DONNÉES 51

2.6.1 Analyse par composante principale (ACP) 51
2.6.2 Analyse en cluster K-means 52

CHAPITRE 3 RESULTATS 54

3.1 CARACTÉRISATION PHYSIQUE DES BASSINS VERSANTS 54

3.1.1 Indice de base 56
3.1.2 Indice de réseau 57
3.1.3 Indice de surface 62
3.1.4 Indice de relief 64

3.2 CARACTÉRISATION DE LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE 72

3.2.1 Analyse de la séparation des hydrogrammes 72
3.2.2 Analyse des signatures hydrologiques 83

3.3 RÔLE DES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES SUR LES RÉPONSES HYDROLOGIQUES À L'AIDE D'ANALYSE PAR COMPOSANTE PRINCIPALE (ACP) 84

CHAPITRE 4 DISCUSSION 94

4.1 LE RÔLE DES COMPOSANTES PHYSIQUES SUR LA RÉPONSE RAPIDE ET LENTE DANS L'HYDROGRAMME 94

4.1.1 Composantes rapide et lente de l'écoulement 95
4.1.2 Rôle des composantes physiques sur la réactivité 97
4.1.3 Rôle des types de sols sur la réactivité 100

4.2 INTÉRÊT DE LA COMPARAISON ENTRE LES BASSINS ET RECOMMANDATION SUR LES MÉTHODES UTILISÉES 104

4.2.1 Intérêt de la catégorisation et limites 106
4.2.2 Précision et recommandation sur les méthodes 110

4.3 INTÉRÊT DE LA COMPRÉHENSION DES RÉPONSES HYDROLOGIQUES DANS UN CADRE DE GESTION 114

4.3.1 Gestion de la quantité des eaux 115

4.3.2 Gestion des risques 118
4.3.3 Gestion des habitats 122

CONCLUSION GÉNÉRALE 125

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 130

ANNEXES I HYDROGRAMMES DE CRUE AVEC LES MÉTHODES DE SÉPARATIONS POUR LES CINQ BASSINS VERSANT EN HAUTE-GASPÉSIE 149

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Description des données de débits 34

Tableau 2 Méthodes à filtre numérique de séparation d'hydrogramme 45

Tableau 3 Indices morphométriques 49

Tableau 4 Caractérisation des indices morphométriques 55

Tableau 5 Nombre de segments par ordre de Strahler (N_u) 57

Tableau 6 Ratio de bifurcation entre les ordres de Strahler (Rb) 59

Tableau 7 Signification et ratio de bifurcation 59

Tableau 8 Ratio de longueur pour chaque ordre de Strahler 61

Tableau 9 Distribution des fréquences des cours d'eau par km^2 (Raja Shekar & Mathew, 2024) 62

Tableau 10 Classification du ratio d'élongation (Raja Shekar & Mathew, 2024) 63

Tableau 11 Classification textures de drainage (Raja Shekar & Mathew, 2024) 64

Tableau 12 Texture des bassins basée sur la densité de drainage (Raja Shekar & Mathew, 2024) 64

Tableau 13 Pourcentage des dépôts de surface par bassins versants 70

Tableau 14 Pourcentage de l'aire équivalente de coupe (AEC) 70

Tableau 15 Pourcentage de pixels au-delà du 75^{e} percentile du TWI 71

Tableau 16 Ratio des lacs par rapport à la superficie des bassins versants 71

Tableau 17 Tableau des résultats des signatures hydrologiques 84

Tableau 18 Tableau des valeurs de chargement de l'analyse par composante principale avec les variables de morphométriques et de signatures hydrologiques combinées 88

Tableau 19 Tableau comparatif des indicateurs K-Means : inertie, distorsion, silhouette 92

Tableau 20 Résumé des différences entre les cinq bassins versants 106

LISTE DES FIGURES

Figure 1 Schéma conceptuel du cycle hydrologique (USGS, 2023) 7

Figure 2 Chemins potentiel des écoulements 1) Ruissellement; 2) Ruissellement par saturation; 3) Écoulement hypodermique; 4) Écoulement souterrain (Adapté de Knighton, 1998) 8

Figure 3 Schéma conceptuel des processus d'écoulement (Adapté de Knighton, 1998) 10

Figure 4 a) Voies d'écoulement schématiques dans un petit bassin versant recevant l'eau ; b) La réponse du bassin versant en tant que résultat dans l'espace et le temps d'un écoulement avec des apports latéraux (Adapté de Dingman, 2015) 12

Figure 5 Caractéristique d'un hydrogramme de crue (Adaptée de Kingston, 1998) 13

Figure 6 Application de la méthode de séparation graphique 19

Figure 7 Application de la méthode UKIH avec des segments de 5 jours d'intervalles (Inspirée de Piggott et al., 2005) 20

Figure 8 Localisation des bassins versants : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée 24

Figure 9 Classes d'occupation des sols : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée (Source : MERNF, 2025) 26

Figure 10 Classe d'occupations des terres à l'exutoire : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée (Source : MERNF, 2025) 27

Figure 11 Socle Géologie : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée (SIGOEM, 2025) 28

Figure 12 Installation tel qu'expliqué A) Tuyau de ABS dans le sol B) Installation de la station à la rivière Marsoui à l'aide de la tarière motorisée C) Installation de HOBO dans l'arbre 30

Figure 13 Pourcentage des données manquantes par mois pour la période de 2020-2024 ; Grande-Vallée : GV ; Marsoui : MAR ; Mont-Louis : ML ; Mont-Saint-Pierre : MSTP ; Rivière-à-Claude : RAC 31

Figure 14 Limnigramme des bassins versants avec les moments où des mesures de débits étaient réalisées pour construire la courbe de tarage pour chacun des cours d'eau: a) Marsoui, b) Mont-Saint-Pierre, c) Rivière-à-Claude, d) Grande-Vallée et e) Mont-Louis 33

Figure 15 Prise de données de débits A) Mesure au courantomètre accoustique (flow tracker de Sontek) B) Mesure au profileur de vitesse sur catamaran (River Surveyor – M9 de Sontek) 34

Figure 16 Courbe de tarage exponentielle (rouge) et linéaire (orange) de Mont-Louis 36

Figure 17 Hydrogramme de Mont-Louis basé sur A) une courbe de tarage linéaire B) une courbe de tarage exponentielle 37

Figure 18 Utilisation de BaRatin A) Exemple des sections de contrôle hydraulique ; B) Interface d'identification des contrôles hydraulique du logiciel Baratin (Le Coz et al., 2014) 38

Figure 19 A) Courbe de tarage de la méthode BaRatin de Mont-Louis; B) Hydrogramme de Mont-Louis basé sur une courbe de tarage de la méthode BaRatin 39

Figure 20 Courbe, période et segment de tarissement, inspirée de Tallasken, L. M. (1995) 41

Figure 21 Identification des périodes de tarissement sur l'hydrogramme logarithmique de Grande-Vallée (Inspiré de Cheng et al, 2016) 43

Figure 22 Identification des six signatures hydrologiques retenues pour l'analyse de la réponse hydrologique (Inspirée de McMillan, 2021) 46

Figure 23 Relation logarithmique entre le nombre de segments de cours d'eau et l'ordre de Strahler 58

Figure 24 Longueur des ordres de Strahler pour chaque bassin versant 60

Figure 25 (a) Courbe hypsométrique théorique du développement des bassin versant; (b) Courbe hypsométrique des bassin versants avec l'intégrale hypsométrique 66

Figure 26 Comparaison normalisée des profils en long des bassins versant avec leur pente 67

Figure 27 Type de dépôts de surface (Veillette et al 1993) 69

Figure 28 Courbe de fréquence cumulée des débits de base ($m^3/s/km^2$) ; Grande-Vallée : GV ; Marsoui : MAR ; Mont-Louis : ML ; Mont-Saint-Pierre : MSTP ; Rivière-à-Claude : RAC 73

Figure 29 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Grande-Vallée 75

Figure 30 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Mont-Louis 76

Figure 31 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Marsoui 77

Figure 32 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Mont-Saint-Pierre 78

Figure 33 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Rivière-à-Claude 79

Figure 34 Série temporel hebdomadaire des indices de débit de base (BFI) avec l'erreur type 82

Figure 35 Matrice de chargement de l'analyse par composantes principales avec les variables de morphométriques et de signatures hydrologiques combinées 86

Figure 36 Corrélations de Pearson entre a) Dépôts marins (%) vs BFI Médian b) Dépôts glaciaires (%) vs BFi Médian c) Roche-mère (%) vs BFI Médian et d) Alluvions (%) vs BFI Médian 90

Figure 37 Corrélations de Pearson entre a) Dépôts marins (%) vs Durée d'ascension b) Dépôts glaciaires (%) vs Durée d'ascension c) Roche-mère (%) vs Durée d'ascension et d) Alluvions (%) vs Durée d'ascension 91

Figure 38 Classification des sites par K-Means (k=2) sur les deux premiers axes de l'ACP 93

Figure 39 Diagramme en boîte des valeurs du BFI des stations (105 stations) pour les différents groupes basés sur les variables physiques (Daigle et al., 2022) 108

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

ACP	Analyse en composante principale
BFI	Indice de débit de base
FDC	Courbe Fréquence-Magnitude
FI	Indice de « *flashiness* »
MERNF	Ministère de l'Environnement des Ressources Naturelles et des Forêts
MELCCFP	Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la lutte contre les changements climatiquesc de la Faune et des Parcs
UKIH	United Kingdom Institute Hydrology

INTRODUCTION ET OBJECTIFS

L'écoulement fluvial fluctue aux échelles annuelles et événementielles selon les caractéristiques physiques du bassin versant et du climat où il se trouve. À l'échelle annuelle, les changements de types de précipitations et des températures influencent le régime hydrologique des bassins versants (Charlton, 2010). Le régime hydrologique expose ainsi la variation annuelle du débit reflétant le climat et les processus météorologiques opérant dans la région où se trouve le bassin versant. Par exemple, un bassin versant situé en zone tempérée froide présente généralement un régime hydrologique caractérisé par une crue printanière longue liée à la fonte des neiges, une période d'étiage estival, des crues automnales courtes et une période d'étiage hivernal. Pour chaque bassin versant, ces dynamiques saisonnières ont permis l'établissement d'un écosystème adapté et dépendant de ces variations au fil des années.

À l'échelle événementielle, le rôle des caractéristiques physiques des bassins versants incluant sa morphométrie, sa géologie, sa topographie, son couvert végétal et son degré d'urbanisation affectent profondément les transferts hydriques entre les différents réservoirs. La réponse hydrologique expose la fluctuation du débit d'un cours d'eau suivant une précipitation et permet de mieux comprendre la dynamique de ces transferts, car pour un même climat deux bassins versants peuvent avoir une réponse hydrologique différente dans leur capacité de transfert et d'infiltration (Charlton, 2010). L'impact des caractéristiques physiques du bassin versant sur la magnitude et la temporalité des débits est à la fois significatif pour la disponibilité de l'eau (Blöschl, 2022), la dynamique des ruissellements (Kienzler & Naef, 2008 ; Sivapalan, 2005) et la stabilité des habitats aquatiques (Malish et al., 2023 ; Olden & Poff, 2003 ; Yarnell et al., 2020).

Les pressions anthropiques globales et locales exercent une pression sur la ressource hydrique (Yang et al., 2021) par les répercussions des changements climatiques sur le cycle

de l'eau, mais aussi sur les caractéristiques physiques des bassins versants. Ces changements environnementaux peuvent entraîner des répercussions importantes sur le régime hydrologique ainsi que sur la réponse hydrologique. On observe notamment une diminution du couvert neigeux et une fonte plus précoce au printemps (Trenberth, 2011). Par ailleurs, l'exploitation de l'eau entraîne une baisse des réserves d'eau souterraine, tandis que la construction de barrages modifie les régimes hydrologiques. De plus, l'utilisation des terres influence la capacité de recharge des sols et le débit des cours d'eau (Kohnová et al., 2019). Enfin, l'augmentation de l'intensité des précipitations modifie l'ampleur des crues, ce qui peut provoquer des inondations et affecter directement la réponse hydrologique (Burn et al., 2016).

Face à ce constat, il importe de comprendre comment les bassins versants réagissent aux changements environnementaux. Wagener et al., (2010) affirment qu'en plus de comprendre les composantes individuelles des processus, les hydrologues doivent se munir d'outils pour intégrer l'entièreté du comportement d'un système hydrologique. La lecture de la réponse hydrologique à l'aide de l'hydrogramme de crue peut mener à une meilleure compréhension du caractère d'écoulements dans un bassin versant. Une lecture initiale de l'hydrogramme avant perturbation décrit les caractéristiques des écoulements contribuant à la réponse hydrologique et de mieux cerner l'effet des changements environnementaux sur cette réponse. On peut notamment décortiquer la réponse hydrologique en deux grands types d'écoulement. Le premier concerne le caractère rapide des écoulements et est associé à un transfert rapide des surfaces vers les cours d'eau par le ruissellement. Dans le cadre de la gestion du risque en contexte de changements environnementaux, c'est une composante pertinente à comprendre puisqu'une accélération et une concentration des écoulements de surfaces sont souvent associées à des inondations (Olin & Beevers, 2024). De plus, une accélération des transferts ne permet pas à l'eau de s'infiltrer et affecte considérablement le niveau de recharge des nappes phréatiques nécessaire pour la qualité et quantité de la ressource hydrique. L'eau infiltrée voyage lentement et reste plus longtemps dans le bassin versant avant de se retrouver dans le cours d'eau. Cette eau concerne le deuxième type d'écoulement appelé « débit de base ». Il constitue une composante de résilience du bassin

en période estivale lorsque les précipitations sont absentes. Il s'agit de l'exfiltration permettant un maintien des écoulements. Il y a un fort intérêt à comprendre la réponse associée à cet écoulement dans une gestion de la ressource et des habitats naturels aquatiques dans le contexte de changements environnementaux.

La séparation des hydrogrammes concerne l'identification des écoulements composant la réponse hydrologique d'un bassin versant. Depuis plusieurs années, des recherches se sont penchées sur les outils et méthodes de séparations des hydrogrammes de crue (Bloomfield et al., 2009 ; Lyu et al., 2022 ; Safeeq et al., 2013). Les problèmes récurent permettant de trouver le débit de base et sa contribution dans les écoulements affichent plusieurs incertitudes. Ces incertitudes proviennent à la fois des hypothèses propres aux méthodes de séparation et des limites associées à la construction même des hydrogrammes, notamment en contexte de données bruitées ou incomplètes (Horner et al., 2018). Pour mieux comprendre et catégoriser le comportement hydrologique des bassins versants, plusieurs auteurs ont eu recours à des outils statistiques multivariés tels que l'analyse en composantes principales (ACP) et les algorithmes de classification non supervisée comme le K-means. Ces approches permettent d'identifier les variables de contrôle dominantes et de regrouper les bassins selon leurs caractéristiques hydrologiques et morphométriques (Betancur et al., 2020 ; Sharma et al., 2015).

Plusieurs travaux se sont penchés sur le sujet afin de comprendre les facteurs de contrôle des écoulements dans les bassins versants. Romshoo et al.,(2012) ont compilé les différences entre des caractéristiques morphométriques pour établir une différence dans le comportement des bassins versants. Leurs résultats suggérent que certains bassins, en raison de leur configuration physique, étaient plus susceptibles aux inondations, bien que l'absence de données hydrologiques détaillées limite la validation de ces conclusions. À une échelle plus large, Gannon et al., (2022) ont analysé le comportement associé à la rapidité des écoulements à l'échelle nationale aux États-Unis. Leur résultat montre que l'aire de drainage est proportionnelle au caractère rapide des écoulements, révélant une relation structurelle robuste entre morphométrie et réactivité hydrologique.

Dans ce contexte, bien que l'on sache que la morphométrie influence la réponse hydrologique des bassins versants, très peu d'études comparatives ont été appliquées dans les bassins versants de la Haute-Gaspésie. Par ailleurs, l'effet de l'incertitude de la construction des hydrogrammes est peu abordé. Peu d'auteurs appliquent au-delà d'une méthode pour pallier le problème lié à la séparation des hydrogrammes ce qui laisse des lacunes quant à la robustesse des valeurs de débit de base. Enfin, même si plusieurs travaux ont établi des liens entre les caractéristiques physiques des bassins et leur réponse hydrologique, la réactivité des bassins versants demeure rarement étudiée de manière intégrée, en combinant simultanément la morphométrie et les indices de réponse hydrologique.

Cette étude se distingue par la mise en place et l'exploitation d'un réseau de mesure original dans cinq petits bassins versants de la Haute-Gaspésie, pour lesquels aucune série de débit n'était disponible auparavant. Ces données, construites à partir de capteurs de pression et de courbes de tarage calibrées (notamment via la méthode BaRatin), offrent une base inédite pour analyser la réponse hydrologique de ces systèmes de montagne. Elle propose notamment une comparaison systématique de quatre méthodes de séparations et une diminution de l'incertitude liée aux données hydrologiques. De plus, une analyse conjointe entre les données hydrologiques et morphométriques cherche à trouver les facteurs pouvant expliquer le comportement hydrologique de chaque bassin versant. Enfin, l'utilisation d'outils statistiques peut regrouper les bassins selon leur réactivité hydrologique, offrant ainsi un cadre d'interprétation utile pour orienter des choix de gestion adaptés au contexte régional lequel ne présente aucune analyse de ce genre.

De manière plus spécifique, les objectifs de la recherche sont, considérant les cinq bassins versants du nord de la Gaspésie :

1) Quantifier les caractéristiques physiques des bassins versants ;

2) Caractériser les composantes de la réponse hydrologique des bassins versants ;

3) Examiner le rôle des caractéristiques physiques sur les réponses hydrologiques des bassins versants.

Ce mémoire s'organise en quatre chapitres principaux. Le premier chapitre propose une revue de littérature sur les transferts hydrologiques et les outils nécessaires pour l'analyse de la réponse hydrologique. Le second chapitre porte sur la description des sites d'études et expose la méthodologie appliquée pour atteindre les objectifs. Le troisième chapitre présente les résultats des analyses sur les caractéristiques physiques des bassins versants tels que la morphométrie, les dépôts de surface et l'utilisation des sols, des réponses hydrologiques et des relations entre les caractéristiques et les réponses. Le quatrième chapitre discute du rôle de la morphométrie sur la réponse hydrologique, des intérêts de comparer les bassins versants, des précisions/recommandation sur les méthodes. Il souligne l'importance de bien comprendre la réponse hydrologique dans des contextes de gestion appliquée.

.

CHAPITRE 1
ÉTAT DES CONNAISSANCES DU TRANSFERT HYDROLOGIQUE

1.1 CYCLE DE L'EAU, RÉGIME HYDROLOGIQUE ET CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX

Le cycle hydrologique distribue l'eau à l'échelle globale (Figure 1). C'est par les processus de transfert entre l'atmosphère, la biosphère et la lithosphère que la fonction du cycle hydrologique sur la dynamique terrestre contribue au régime hydrologique. Les éléments importants sont l'évaporation, les précipitations, le ruissellement et la recharge de la nappe phréatique (Şen, 2020). La capacité du cycle hydrologique à maintenir sa fonction hydrologique est essentielle pour préserver les écosystèmes. (Newton & Spence, 2023). Un changement dans la prédominance des processus présents dans le cycle peut entraîner un changement dans le régime hydrologique.

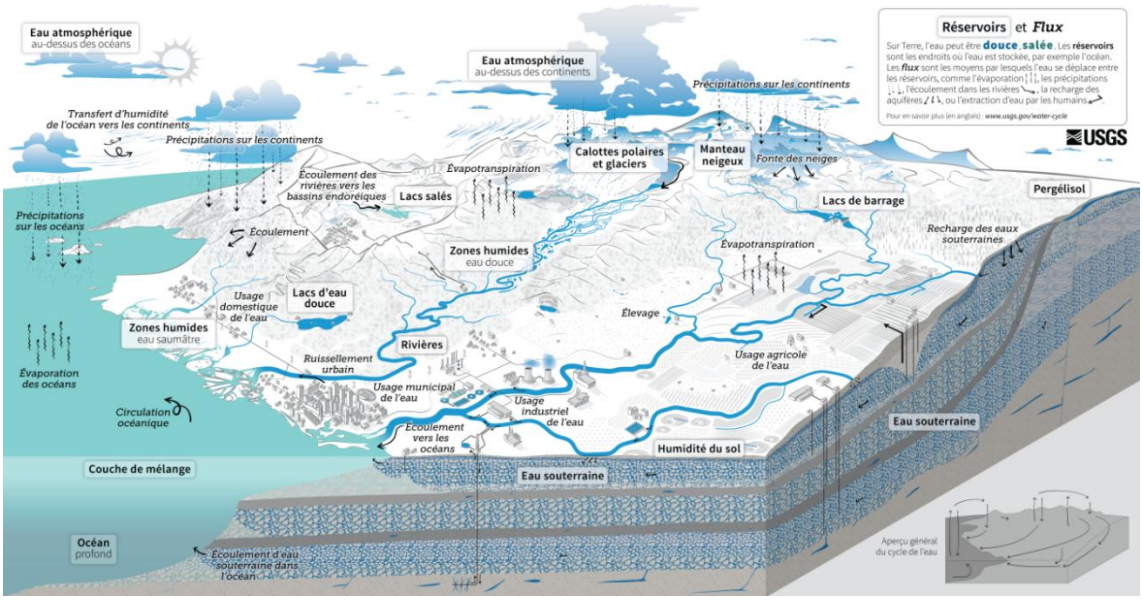


Figure 1 Schéma conceptuel du cycle hydrologique (USGS, 2023)

Les changements environnementaux apportent d'importants changements sur le cycle hydrologique, ce qui entraîne une variation des quantités de transfert et un changement du temps de résidence dans les réservoirs dans toutes les phases du cycle. La distribution dans l'espace peut être affectée et changer la quantité moyenne des flux et réservoirs (Yang et al., 2021). À l'échelle globale, des recherches ont montré une diminution du temps de résidence de l'eau dans l'atmosphère (Allan et al., 2014) et une augmentation des variabilités de précipitation dans plusieurs régions (Pendergrass et al., 2017). On observe aussi dans les bassins versants un changement des taux d'évaporation (Huntington, 2006) et des régimes d'écoulement terrestres (Tan et al., 2020; Y. Wang et al., 2023). Une augmentation de l'écoulement de surface peut engendrer des risques d'inondation (Özgen-Xian et al., 2023). À l'inverse, un changement dans l'écoulement de base peut grandement impacter la qualité, la disponibilité de la ressource en eau et le maintien adéquat de sa fonction pour les écosystèmes riverains et aquatiques (Gleeson et al., 2020; Waterman et al., 2022; Yang et al., 2021). Il est alors crucial de bien saisir les changements spatiotemporels des processus du

cycle hydrologique sur l'écoulement, afin de mettre en place des plans de gestion et de protection pour la ressource en eau.

1.2 CHEMINEMENT DE L'ÉCOULEMENT

On distingue aujourd'hui quatre grands chemins d'écoulement (Figure 2) pouvant affecter la rapidité à laquelle l'eau voyage vers le réseau fluvial (Beven & Kirkby, 1979 ; Dunne & Black, 1970 ; Hewlett et Hibbert, 1967 ; Horton, 1933). Il y a un contraste entre le débit rapide ou écoulement direct et le débit de base ou écoulement lent.

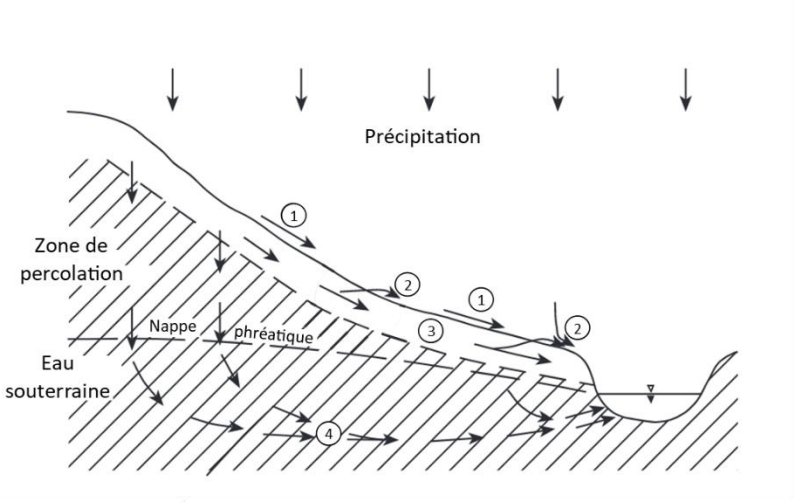


Figure 2 Chemins potentiel des écoulements 1) Ruissellement; 2) Ruissellement par saturation; 3) Écoulement hypodermique; 4) Écoulement souterrain (Adapté de Knighton, 1998)

On distingue deux grands processus opérants lorsqu'une précipitation survient sur une surface comme celle d'un versant : le ruissellement et de l'infiltration. Le ruissellement se génère soit par 1) excès d'infiltration ou 2) saturation du sol. Le premier est lié à la limite d'infiltration par un excès de pluie. Ce principe suppose une capacité d'infiltration du sol. Dès lors que l'intensité d'un événement de pluie excède cette capacité, le sol n'est pas en mesure d'absorber l'eau. L'eau ne pouvant s'infiltrer, s'accumule en surface et se met à

ruisseler si la surface est incliné. En ce qui a trait au deuxième, il est lié à un excès de saturation du sol (Dunne & Black, 1970). Lorsque les précipitations s'ajoutent à une zone saturée, un excès à la surface se produit ce qui cause du ruissellement.

L'infiltration, de son coté, peut mener aux écoulements hypodermiques et percoler vers la nappe phréatique. L'écoulement hypodermique est un écoulement latéral qui se produit dans la zone superficielle du sol sur une couche a faible connectivité hydraulique (McGuire et al., 2024). Cet écoulement peut se produire de trois manières. La première est l'écoulement de retour pouvant se produire lors de saturation. En effet, lors d'une pluie, l'eau infiltré peux atteindre une zone moins perméable ce qui va dévier l'écoulement hypodermique de plus en plus près de la surface. Il s'agit d'une résurgence d'un écoulement hypodermique que l'on voit généralement au pied du versant (Knighton, 1998). Le deuxième est l'écoulement hypodermique de crue. Il est souvent stipulé dans la littérature que l'écoulement hypodermique peut atteindre le réseau fluvial assez rapidement. Cela se produit dès lors qu'un chemin préférentiel latéral se présente sur une couche ayant une haute perméabilité. Par ailleurs, une forte pente accélère l'écoulement, ce qui en fait le principal facteur de l'écoulement direct (Figure 3). Enfin, le troisième se produit lorsque la réponse de l'écoulement hypodermique est retardée. Effectivement, dans certains cas, cet écoulement peut durer des jours ou des semaines (McGuire et al., 2024). Bien qu'il ne s'agisse pas d'un écoulement profond, ce mécanisme contribue à l'écoulement de base.

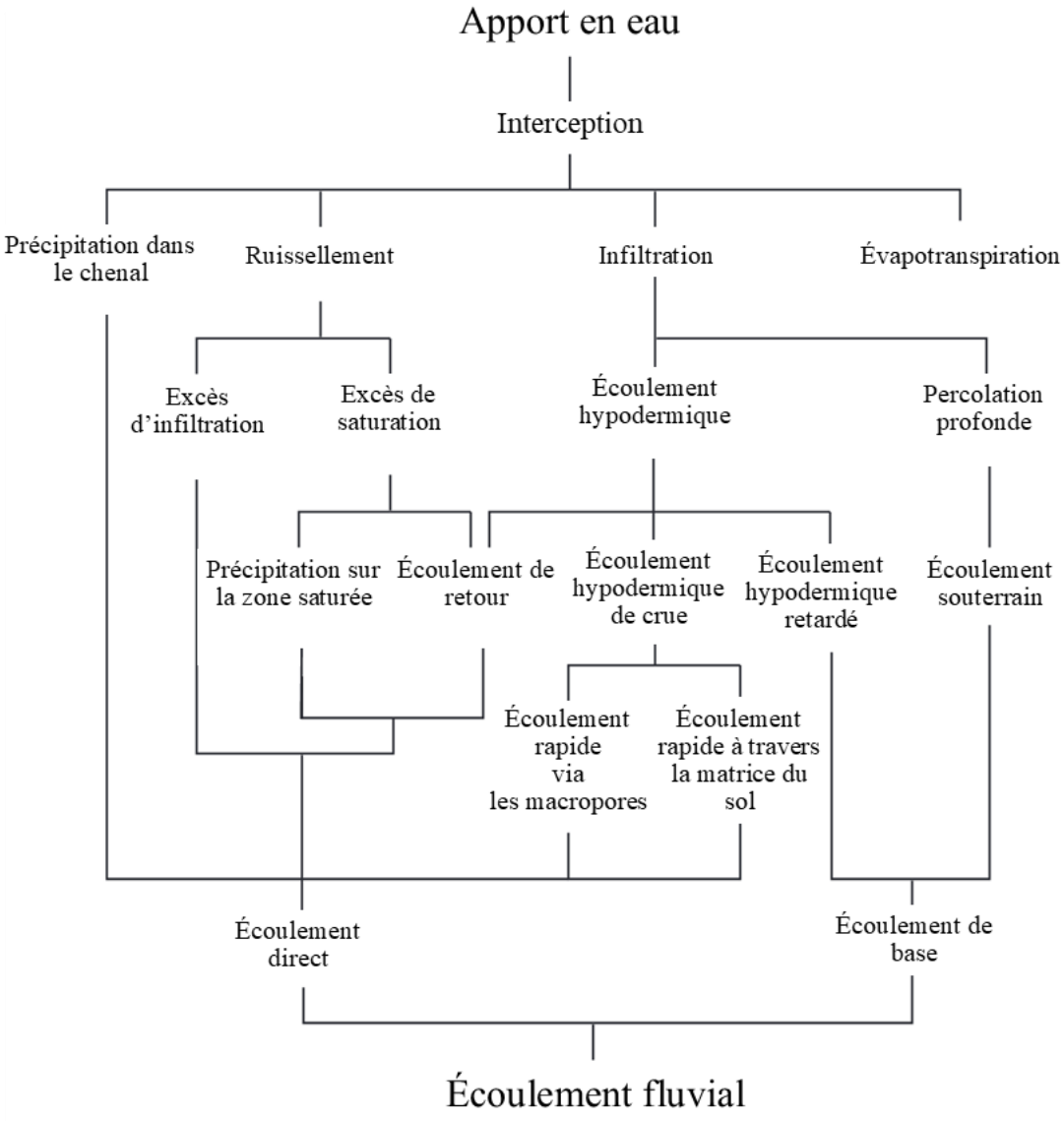


Figure 3 Schéma conceptuel des processus d'écoulement (Adapté de Knighton, 1998)

Le quatrième chemin, l'écoulement souterrain, est le résultat de la percolation, c'est-à-dire de l'infiltration verticale de l'eau au-delà de la zone d'écoulement hypodermique, jusqu'à la nappe phréatique. Il permet une recharge et rejoint le cours d'eau de manière constante. Cet écoulement, circulant à travers une matrice, est nettement plus lent que le ruissellement

de surface et alimente plus progressivement le réseau fluvial, ce qui le relie à l'écoulement de base.

1.3 LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE

L'hydrogramme de crue constitue un outil indispensable pour comprendre la réponse d'un cours d'eau à la suite d'une précipitation. Il constitue d'une série temporelle du volume d'eau par unité de temps (généralement en m3/s) transitant à une section transversale d'un cours d'eau. Le signal observé sur l'hydrogramme reflète à la fois les composantes internes du bassin versant et l'influence de facteurs externes. Ces enjeux jouent sur la rapidité de réponse puisque qu'elle est relative aux chemins que prend l'eau dans le bassin (Charlton, 2010). Lors d'un événement de pluie ou de fonte des neiges, une partie de l'eau générée, qui

n'est pas interceptée par la végétation ou par l'évaporation, converge vers le réseau de drainage pour éventuellement s'écouler à l'exutoire du cours d'eau principal (Figure 4).

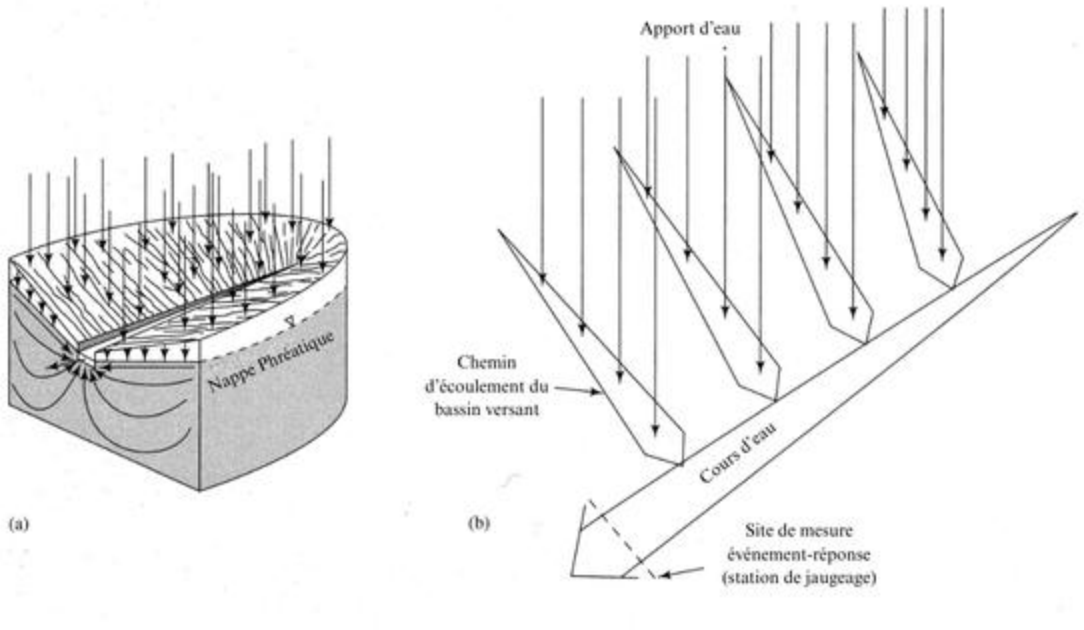


Figure 4 a) Voies d'écoulement schématiques dans un petit bassin versant recevant l'eau ; b) La réponse du bassin versant en tant que résultat dans l'espace et le temps d'un écoulement avec des apports latéraux (Adapté de Dingman, 2015)

L'évolution du volume d'eau en transit à une section transversale du cours d'eau (mesuré par une station de jaugeage) peut s'observer dans un hydrogramme de crue constituant la réponse hydrologique du bassin-versant à l'événement météorologique (Figure 5). L'hydrogramme comporte des composantes de la forme de la réponse hydrologique. On retrouve notamment la courbe d'ascension, associée à la portion de l'hydrogramme du début de la réponse hydrologique jusqu'au pic de crue de cette dernière. La durée d'ascension correspond au temps écoulé depuis le début de la courbe jusqu'au pic. À la suite d'un pic de crue, qui correspond au maximum atteint par l'évènement de crue, se retrouve la courbe de décrue. Cette courbe correspond à la baisse du débit associé à l'écoulement direct. La durée de cette courbe correspond à l'intervalle entre le pic de crue et le début de la phase de tarissement associée à l'écoulement de base.

L’analyse de ces composantes, en particulier de la forme de la courbe de décrue, permet d’estimer les contributions des différents types d’écoulement à la réponse hydrologique (Tallaksen, 1995). L’une des applications les plus fréquente de ces analyses consiste à séparer l’hydrogramme pour distinguer la contribution de l’écoulement direct à celle de l’écoulement de base dans la réponse hydrologique.Tel qu’expliqué dans la section précédente, l’écoulement direct reflète un événement de pluie ou de fonte des neiges et correspond à une réponse rapide à un apport d’eau dans le système fluvial. À l’inverse, une partie du volume d’eau observé dans l’hydrogramme correspond à l’écoulement de base, représentant une contribution différée issue de l’eau ayant transité dans les milieux souterrains avant de rejoindre le cours d’eau.

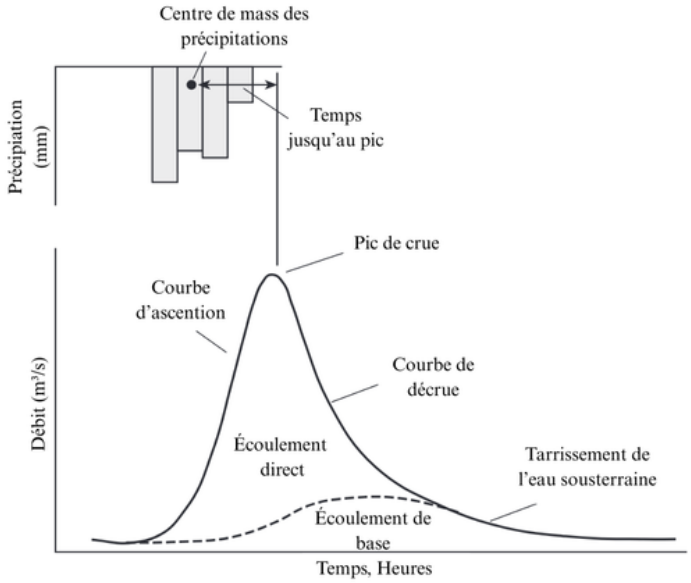


Figure 5 Caractéristique d’un hydrogramme de crue (Adaptée de Kingston, 1998)

En considérant les paramètres du régime d'écoulement, tels que la fréquence, la magnitude, la durée, la temporalité et le taux de modification des conditions hydrologiques, il est possible d'analyser de manière adéquate la réponse hydrologique. On peut alors

déterminer la réaction des bassins versants aux différentes conditions météo, prévoir les périodes de crues ou même établir des seuils de crue susceptibles de générer des dégâts importants. Sur une grande série temporelle, on peut aussi observer les tendances dans l'écoulement des bassins afin de voir s'il y a une hausse ou une baisse des fréquences de crue ou d'étiage.

1.4 CONTRÔLE SUR LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE

Les réponses hydrologiques diffèrent fortement entre bassins-versants pour une même précipitation et entre précipitations pour un même bassin-versant. On peut distinguer trois groupes de variables contrôlant la réponse hydrologique d'un bassin-versant : les variables physiques du bassin versant, les variables météorologiques et finalement les variables anthropiques pouvant influencer directement le cheminement de l'eau dans le réseau de drainage.

Les variables physiques du bassin versant font références à sa configuration et les propriétés physiques du sol. On retrouve dans ce groupe plusieurs variables morphométriques associées à la forme et à la taille du bassin versant mais aussi à la structure du réseau de drainage. Ces variables influencent directement le temps de réponse du bassin, notamment le délai d'apparition du pic de crue observé sur l'hydrogramme (Romshoo, Bhat & Rashid, 2012). Le bassin versant représente un milieu complexe où le transit de l'eau est fortement influencé. En quantifiant la hiérarchisation du réseau hydrologique, sa densité et sa longueur, et en offrant une vue d'ensemble de la forme du bassin versant, de ses pentes et de son relief, la morphométrie fournit des informations essentielles sur les caractéristiques de drainage, d'infiltration et de recharge des aquifères (Memon et al., 2024).

Dans le domaine de l'hydrologie, on peut distinguer trois catégories de variables liées à la morphométrie des bassins versants. La première concerne les variables documentant le réseau hydrographique. Cette catégorie de variables dite linéaires permet de comprendre l'organisation hiérarchique des cours d'eau. On y retrouve l'ordre de Strahler et la magnitude

de Shreeve, notamment. La deuxième catégorie intègre les variables de la géométrie et de la nature des surfaces du bassin. On y retrouve des variables de formes, comme les indices d'élongation et de circularité, mais aussi des variables comme la densité de drainage et les proportions de la superficie du bassin couvertes par une utilisation du sol spécifique. La troisième catégorie intègre les variables liées au relief et décrit la rugosité et le dénivelé de ce dernier. Les variables morphométriques peuvent aider à comprendre les comportements hydrologiques des bassins versants. Par exemple, les bassins pouvant produire des pics de crue lié aux inondations sont généralement plus élonger avec une densité de drainage plus grande (Costa, 1987).

Ensuite, la réponse hydrologique est également affectée par les contrôles climatiques et météorologiques. Cela inclut le régime des précipitations, la nature et la structure de ces précipitations. En termes de régime, la distribution temporelle et spatiale des précipitations peut fortement influencer la réponse hydrologique d'un bassin versant. Lorsque les précipitations sont de forte intensité, l'eau ne peut pas s'infiltrer suffisamment dans le sol, ce qui limite la recharge des nappes et favorise le ruissellement (Gootman & Hubbart, 2021). La distribution des précipitations est souvent hétérogène et la réponse hydrologique reflète cette dynamique. La réponse est sensible au taux moyen de précipitation incorporé dans le bassin versant. Si les précipitations tombent en amont du bassin, le réseau de drainage plus long qu'en aval influence le temps de résidence de l'eau (Nicótina et al., 2008).

Outre les facteurs spatiaux et temporels des précipitations, la nature de celles-ci influence fortement la réponse hydrologique. En milieu nordique ou montagnard, la dynamique du couvert nival constitue un facteur de contrôle hydrologique aussi complexe que les précipitations liquides. Au-delà de la simple quantité de neige accumulée, sa distribution spatiale à l'intérieur du bassin versant est fortement influencée par le vent, la topographie et l'exposition des versants (Winstral & Marks, 2002). Le transport éolien de la neige entraîne une redistribution importante, créant des zones d'accumulation. En effet, le vent joue un rôle majeur, influençant directement le moment et la magnitude du ruissellement de fonte nivale. Par ailleurs, l'orientation des pentes joue un rôle déterminant dans la fonte :

les versants exposés au sud reçoivent davantage de rayonnement solaire, ce qui accélère la fonte comparativement aux versants exposés au nord. Les conditions météorologiques lors de la fonte sont également déterminantes. Des températures élevées combinées à des vents soutenus favorisent les transferts d'énergie par convection et augmentent significativement les taux de fonte. Ainsi, à conditions de température égales, un épisode chaud et venteux peut produire une réponse hydrologique beaucoup plus rapide et intense qu'un épisode chaud sans vent. Cette variabilité spatiale et énergétique du couvert nival influence directement le moment, la durée et l'intensité des crues de printemps, rendant la réponse hydrologique des bassins versants fortement dépendante de processus nivaux complexes et hétérogènes(Safeeq et al., 2013).

La magnitude et les fluctuations des températures ont aussi un effet sur la dynamique des écoulements. Avec un couvert nival, il est observé que des températures plus douces survenant plus tôt au printemps entraînent une fonte hâtive. Ce phénomène modifie ainsi le moment d'apparition des pics de crue printanière dans les régimes dominés par la fonte des neiges (Stewart et al., 2005). Une augmentation des températures entraîne aussi une accentuation de l'évaporation. En période estivale, l'eau évaporée quitte le bassin, tarit les eaux souterraines et réduit les écoulements de surface des rivières (Smakhtin, 2001). Les facteurs climatiques exercent un effet direct sur l'écoulement fluvial et peuvent modifier le régime hydrologique.

Finalement, les activités anthropiques peuvent aussi influencer la réponse hydrologique à deux niveaux. D'abord, l'utilisation du territoire modifient les processus d'infiltration et de de ruissellement ce qui peut modifier drastiquement la réponse hydrologique. On peut penser au retrait du couvert forestier qui affecte fortement la réponse hydrologique (Martínez-Retureta et al., 2020). Une augmentation du pic de crue est souvent observé à la suite de coupes forestières, suivi d'un rétablissement de la réponse hydrologique lorsqu'il y a régénération (Abdelnour, et al., 2011). En milieu urbain, l'imperméabilisation des sols entraine un ruissellement plus important par rapport à l'infiltration ce qui diminue le temps de monté de crue mais rehausse les pics de crues (Blöschl, 2022; Lepeška, 2016; Sambito et

al., 2021). Le même scénario se produit en milieu agricole, où la compaction des sols favorise le ruissellement de surface au détriment de l'écoulement souterrain et de la recharge des aquifères. Ensuite, les aménagements physiques dans et le long des cours d'eau, dont les barrages et la linéarisation, peuvent aussi modifier la réponse hydrologique. Les recherches d'Assani et al. (2002) sur la rivière Matawin montrent que les barrages modifient les régimes hydrologiques en diminuant les débits maximums et en augmentant les débits minimums. L'effet sur la réponse hydrologique montre que la magnitude des débits extrêmes est en diminution en aval des barrages. Ce scénario peut affecter la mise en place d'espèces aquatiques en aval et même assécher le lit en période déficitaire de précipitation. Dans le cas de la linéarisation, l'effet sur la vélocité de l'écoulement et l'augmentation des débits est démontré dans les recherches de Rhodes et al., (2024). L'étude menée dans une rivière au Texas montre une augmentation du débit dans une portion du bassin versant. Pour la même période, une diminution de la sinuosité liée à la linéarisation de certains segments contribue à accélérer le transfert de l'eau vers l'aval. Ces aménagements anthropiques font alors partie des changements environnementaux pouvant modifier la réponse hydrologique.

Enfin, la morphométrie, la météorologie et les aménagements anthropiques peuvent affecter l'écoulement de surface et souterrain. Les changements environnementaux liés à ces facteurs de contrôle peuvent modifier l'équilibre établi du cheminement et du temps de résidence de l'eau dans le bassin versant. Les études menées sur les analyses des variables de contrôle, se base sur la réponse hydrologique totale d'un hydrogramme. Afin de mieux comprendre la dynamique et quantifier le rôle des variables sur les écoulements de surface et souterrains, il est nécessaire d'appliquer des techniques de séparation.

1.5 SÉPARATION DES HYDROGRAMMES

Les composantes de l'hydrogramme de crue (Section 1.3) permettent d'informer sur les contributions relatives des types d'écoulement lors d'un évènement. Plusieurs techniques de séparation des hydrogrammes ont été proposées depuis plus d'un demi-siècle (Duncan,

2019; Lin et al., 2007; Mao et al., 2024; Tallasken, 1995). On peut les catégoriser en deux familles: les méthodes de séparation basées sur des traceurs et celles non basées sur des traceurs (Gonzales et al., 2009).

La famille des méthodes utilisant les traceurs contient les méthodes les plus utilisées aujourd'hui, car elles sont efficaces et se basent sur des composantes chimiques de l'eau associée aux types d'écoulement. On retrouve aussi plusieurs méthodes dans cette famille. Il y a la méthode utilisant des isotopes stables présents dans l'eau (Gibson et al., 2005; Uhlenbrook & Hoeg, 2003). Pour l'appliquer, il faut connaître la concentration des isotopes dans les précipitations ainsi que leur concentration dans le cours d'eau à l'étiage reflétant le plus possible l'écoulement de base, généralement mesuré à la fin de la courbe de tarissement. En période de crue, l'hydrogramme affiche un mélange des deux sources et des équations de conservation de la masse sont appliquées pour estimer la proportion relative de chaque contribution. D'autres méthodes par traceurs utilisent la présence de silice dissoute dans l'eau. La silice présente dans le sol se dissout dans les aquifères et les eaux souterraines ont une forte concentration de silice par rapport aux précipitations. Un mélange se produit dans l'hydrogramme et des équations de conservation de la masse permettent d'estimer la proportion relative (Uhlenbrook & Hoeg, 2003).

Dans la famille des méthodes non basées sur des traceurs, on peut distinguer trois groupes selon l'évolution des outils d'analyse. D'abord, il y a eu les méthodes graphiques impliquant une séparation manuelle de l'hydrogramme de crue. Considérée comme étant une des premières méthodes de séparation, plusieurs approches graphiques ont vu le jour. L'une d'entre elles consiste à visualiser l'hydrogramme de crue sur une échelle semi-logarithmique puis à identifier le début de l'évènement considéré comme étant le début l'écoulement direct et la fin de l'écoulement direct lorsque la courbe de décrue n'est plus linéaire en la regardant de droite à gauche (Anctil et al., 2012). Une ligne droite est alors dessinée du début de l'évènement de crue jusqu'à la rupture de pente pour séparer l'hydrogramme (Figure 6). Les méthodes graphiques ont subi beaucoup de critiques puisqu'elles sont heuristiques et n'ont

pas de base scientifique directe et sont perçues comme étant des « fictions pratiques » (Dingman, 2002).

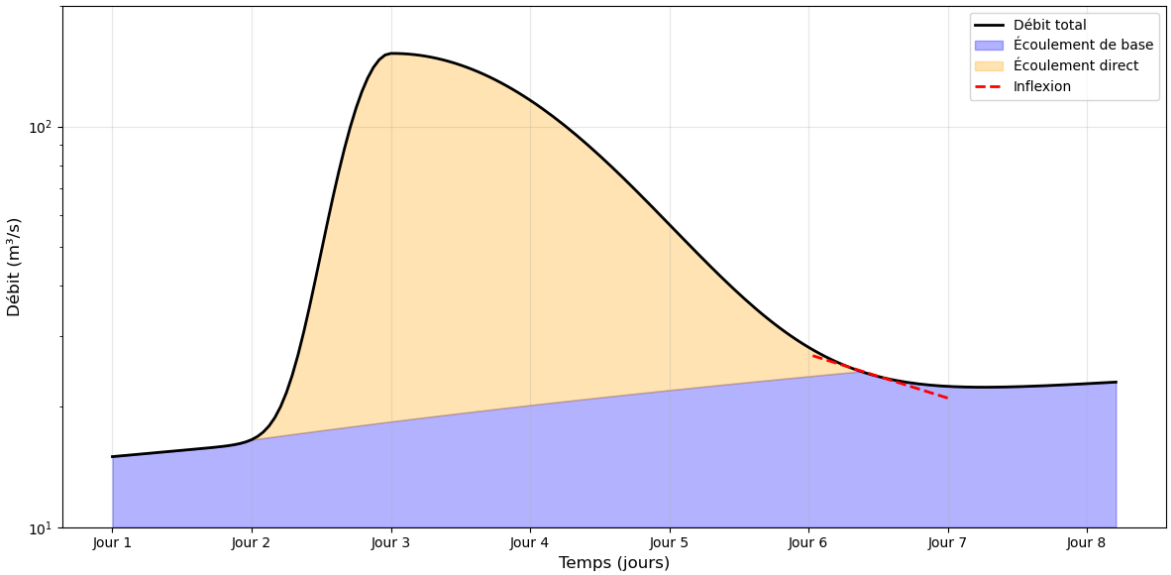


Figure 6 Application de la méthode de séparation graphique

Le second groupe émerge avec l'arrivée des ordinateurs permettant d'automatiser les séparations. Ces méthodes que l'on peut appeler à filtre numérique permettent de réduire la subjectivité et d'augmenter considérablement la rapidité d'exécution, en particulier dans les études à l'échelle régionale (Schwartz, 2007). Sloto et Crouse (1996) ont développé pour *U.S. Geological Survey* (USGS) trois algorithmes permettant d'automatiser les séparations d'hydrogramme : 1) méthode à intervalle fixe ; 2) méthodes à intervalle glissantes ; et 3) méthodes locales minimum. Ces trois algorithmes permettent de connecter les points les plus bas des hydrogrammes à un intervalle de temps donné. Une autre méthode suivant le principe de trouver le minimum dans un intervalle de temps a été proposée par l'*United kingdom hydrology institute (UKIH)* (Figure 7). Ces méthodes prennent la valeur minimum des hydrogrammes de segments à des intervalles de temps prédéfinis et suivant une série de critères une connexion est faite entre les points pour ainsi séparer les hydrogrammes (Gonzales et al., 2009).

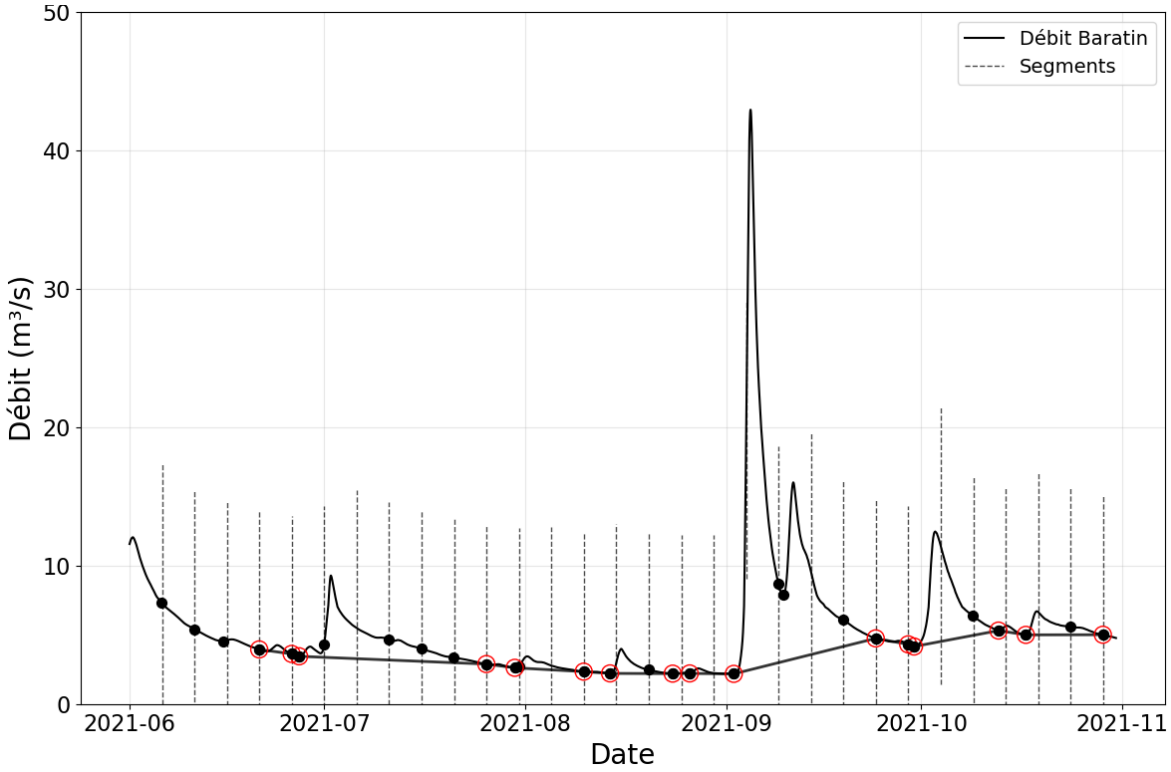


Figure 7 Application de la méthode UKIH avec des segments de 5 jours d'intervalles (Inspirée de Piggott et al., 2005)

Le troisième groupe est constitué de méthodes beaucoup plus récentes utilisant des filtres numériques dits « récursif ». Il s'agit d'algorithmes pouvant traiter la série chronologique des débits comme un signal et de décortiquer l'hydrogramme selon les composantes de hautes et basses fréquences du signal. On associe les hautes fréquences à l'écoulement de surface et les basses à l'écoulement de base (Eckhardt, 2005). Les équations soutenant les algorithmes dépendent de paramètres pour filtrer le signal. On retrouve des méthodes utilisant un, deux ou trois paramètres (Chapman & Maxwell, 1996; Eckhardt, 2005; Lyne & Hollick, 1979; Tularam & Ilahee, 2008). L'avantage de ces méthodes par rapport aux autres méthodes à filtre numérique est la facilité et la rapidité d'usage rendant ainsi l'usage encore plus objective. L'application de ces méthodes à de longues séries temporelles ainsi qu'à l'échelle régionale sont possible sans contrainte.

La complexité et le manque de données observées compliquent cependant la validation des techniques de séparation des hydrogrammes (Duncan, 2019). Bien que chaque méthode développée cherche à identifier la contribution de l'écoulement de base dans le débit d'un cours d'eau, elles aboutissent à des résultats différents pour un même bassin versant. Plusieurs méthodes nécessitent l'identification de paramètres et coefficients pour déterminer la courbe de l'écoulement de base. Ce choix apporte une panoplie de résultats de séparation pour une même méthode, d'où la difficulté de déterminer la formule gagnante. C'est pourquoi, pour obtenir une séparation de l'hydrogramme permettant une identification adéquate de la contribution de l'écoulement de base, cinq conditions minimales ont été proposées par plusieurs auteurs (Duncan, 2019; Lin, et al., 2007; Nathan et McMahon, 1990) :

1. l'écoulement à l'étiage avant un événement de crue doit correspondre entièrement à un écoulement de base;
2. la récession de l'écoulement de base doit continuer après un certain temps suite à l'ascension de l'écoulement total;
3. la pointe de crue de l'écoulement de base doit se produire après la pointe de crue de l'écoulement total, ceci est dû à la lenteur de voyagement de l'écoulement dans le sol;
4. la récession de l'écoulement de base doit essentiellement suivre une fonction de décroissance exponentielle;
5. lorsque l'écoulement rapide termine, l'écoulement de base doit rejoindre l'écoulement total.

De ce fait, la séparation des hydrogrammes permet d'évaluer l'apport des débits provenant des eaux souterraines. Une analyse de la réponse associée à ces écoulements plus lents donne une idée de l'importance de cette ressource dans l'écoulement fluvial pour le maintien d'une rivière saine et résiliente au stress hydrique (Newton & Spence, 2023). Ainsi l'analyse des facteurs de contrôle pouvant cheminer l'eau et l'utilisation d'outils disponibles

pour analyser la réponse hydrologique apporte une compréhension des comportements hydrologiques des bassins versants.

Finalement, l'eau produit un signa, lors de son voyagement vers l'exutoire que l'on peut lire grâce à l'hydrogramme de crue. Plusieurs facteurs environnementaux peuvent agir sur ce signal. Par exemple, les conditions climatiques peuvent agir à l'échelle annuelle sur le régime hydrologique. Lequel peut être identique dans plusieurs bassins versants d'une région. À l'échelle évènementielle, dépendamment des conditions météorologiques, morphométriques et anthropiques la réponse hydrologique peut différer d'un bassin à l'autre. Il y a donc un intérêt d'identifier les facteurs pouvant expliquer les divergences ou convergences dans les réponses hydrologiques. La séparation des hydrogrammes est une étape d'analyse permettant d'évaluer l'apport des débits provenant des eaux souterraines. Une analyse de la réponse associée à ces écoulements plus lents donne une idée de l'importance de cette ressource dans l'écoulement fluvial pour le maintien d'une rivière saine et résiliente au stress hydrique (Newton & Spence, 2023). Pour ce faire, cette étude permet une quantification des caractéristiques physiques des bassins versants, une caractérisation des composantes de la réponse hydrologique rapide et lente et une analyse des rôles des caractéristiques physiques sur les réponses hydrologiques.

CHAPITRE 2
SITE D'ETUDE ET MÉTHODOLOGIE

Cette section expose la méthodologie utilisée pour atteindre les objectifs spécifiques du projet de recherche. La première partie décrit les principales caractéristiques des sites d'études. La deuxième partie concerne l'acquisition de données de terrain, ainsi que le nettoyage et la calibration des données de débits. La troisième section explique les méthodes de séparation des hydrogrammes. La quatrième partie identifie les spécificités des signatures hydrologiques et des paramètres morphométriques nécessaires à la caractérisation physique des bassins versants. Pour terminer, la cinquième partie se concentre sur l'identification des analyses statistiques menant à la comparaison des réponses hydrologiques entre bassins versants et à l'identification du rôle des variables physiques sur la réponse hydrologique.

2.1 DESCRIPTION DES SITES D'ÉTUDES

Le projet analyse les réponses hydrologiques de cinq bassins versants. Les bassins étudiés ont une taille inférieure à celle des bassins faisant l'objet de suivis de jaugeage réalisés par le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP) dans la région gaspésienne. De plus, très peu sont étudiés dans la région de la Haute-Gaspésie en raison de leur faible taille (Figure 8). Cette région se trouve sur la rive nord de la péninsule gaspésienne et est largement dominée par l'ensemble montagneux des Appalaches. Le climat de la région est tempéré et froid, avec une température annuelle moyenne de 3,2 °C. La moyenne de précipitation annuelle est de 1110 mm. Les données disponibles du MELCCFP de la station de Grande-Vallée montrent, pour la période 1981 à 2010, des précipitations annuelles moyennes de 1053,3 mm, dont 658,3 mm sous forme de pluie et 394,5 mm sous forme de neige.

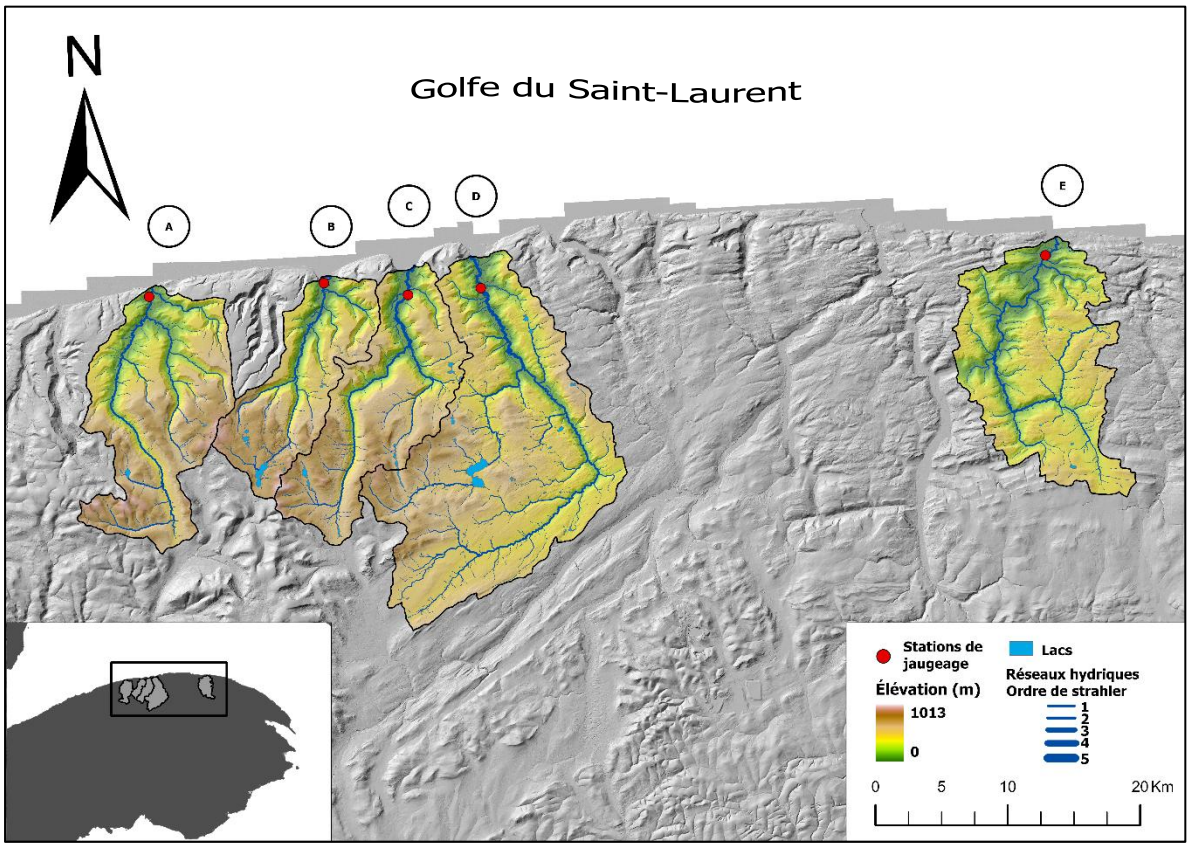


Figure 8 Localisation des bassins versants : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée

Le bassin versant de la rivière Marsoui (Figure 8, A) a une superficie de 156 km² et une élévation maximale de 989 m. Son réseau hydrique totalise environ 183 km de longueur, avec un ordre de Strahler maximal de 4. L'occupation du territoire (Figure 9, A) est majoritairement constituée d'un couvert végétal arborescent dense, avec la présence de bâtiments et de routes au niveau de l'exutoire (Figure 10, A). La composition géologique du bassin (Figure 11, A) est dominée par du claystone en amont, avec une transition en aval vers un socle de mudstone calcareux.

Le bassin versant de la rivière Mont-Saint-Pierre (Figure 8, B) a une superficie de 139 km² et une élévation maximale la plus grande de 1 013 m. Son réseau hydrique présente une longueur totale d'environ 166 km avec un ordre de Strahler maximal de 5. L'occupation du

territoire (Figure 9, B) est majoritairement constituée d'un couvert végétal arborescent dense, avec la présence de routes forestières et d'infrastructures anthropiques concentrées en fond de vallée à proximité de l'exutoire (Figure 10, B). La composition géologique du bassin (Figure 11, B) est dominée par du claystone en amont, avec une transition en aval vers un socle de mudstone calcareux.

Le bassin versant de la Rivière-à-Claude (Figure 8, C) a une superficie beaucoup plus petite de 97 km² et une élévation maximale de 990 m. Son réseau hydrique totalise environ 119 km de longueur avec un ordre de Strahler maximal de 4. L'occupation du territoire (Figure 9, C) est dominée par un couvert forestier arborescent dense, avec une faible présence d'aménagements anthropiques, principalement localisés près de l'exutoire (Figure 10, C). La composition géologique du bassin (Figure 11, C) est similaire à celle de Marsoui et Mont-Saint-Pierre, avec une dominance de claystone en amont et une transition vers un mudstone calcareux en aval.

Le bassin versant de la rivière Mont-Louis (Figure 8, D) a la plus grande taille avec une superficie de 294 km² et une élévation maximale de 935 m. Il se démarque aussi par son réseau hydrique, d'une longueur d'environ 391 km, lequel présente un ordre de Strahler maximal de 5. L'occupation du territoire (Figure 9, D) est majoritairement forestière, caractérisée par un couvert arborescent dense, avec des zones d'activités anthropiques concentrées à l'exutoire et le long des axes routiers (Figure 10, D). La composition géologique du bassin (Figure 11, D) se distingue par une dominance de mudstone en amont ainsi que par la présence locale de basalte.

Le bassin versant de la rivière Grande-Vallée (Figure 8, E) a une superficie de 172 km² et une élévation maximale la plus basse de 584 m. Son réseau hydrique atteint une longueur totale d'environ 234 km, avec un ordre de Strahler maximal de 4. L'occupation du territoire (Figure 9, E) est principalement constituée de peuplements forestiers arborescents, avec des zones moins denses et des infrastructures localisées près de l'exutoire (Figure 10, E). La composition géologique du bassin (Figure 11, E) se démarque par sa grande diversité,

incluant du claystone et du mudstone, ainsi que des unités de calcaire en amont et de grès en aval, structurées par la présence de failles.

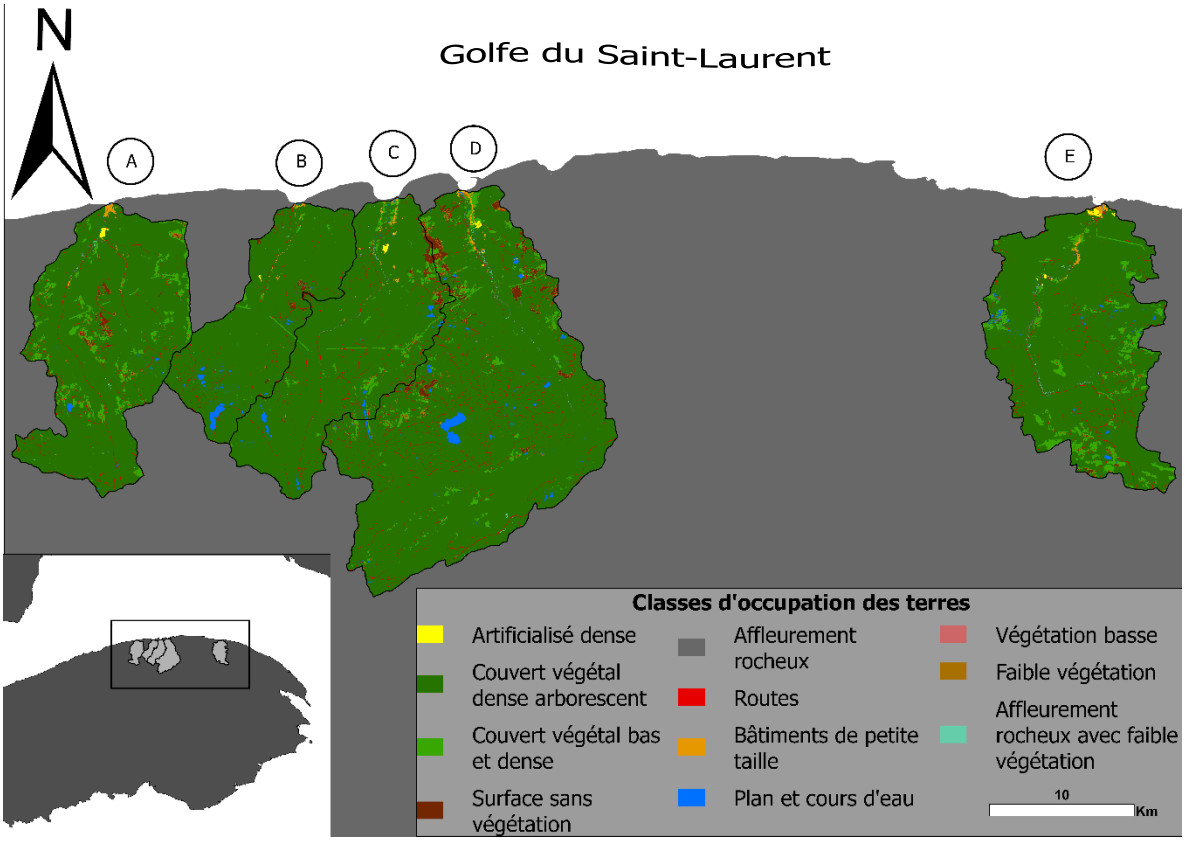


Figure 9 Classes d'occupation des sols : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée (Source : MERNF, 2025)

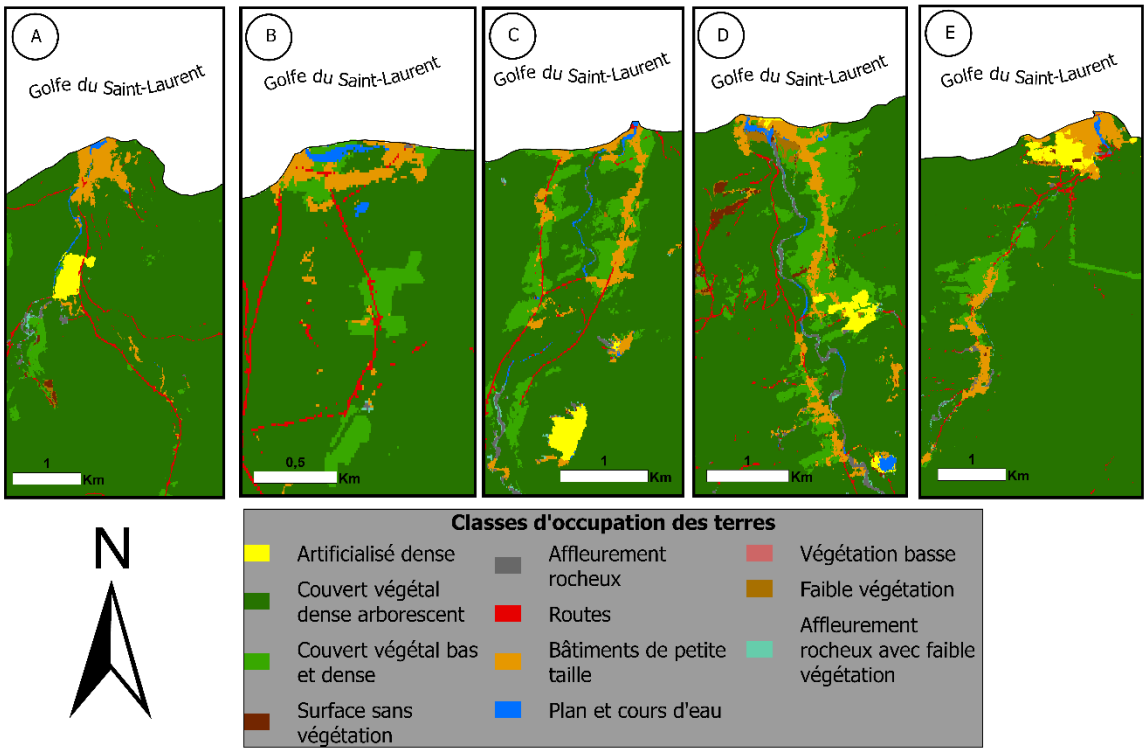


Figure 10 Classe d'occupations des terres à l'exutoire : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée (Source : MERNF, 2025)

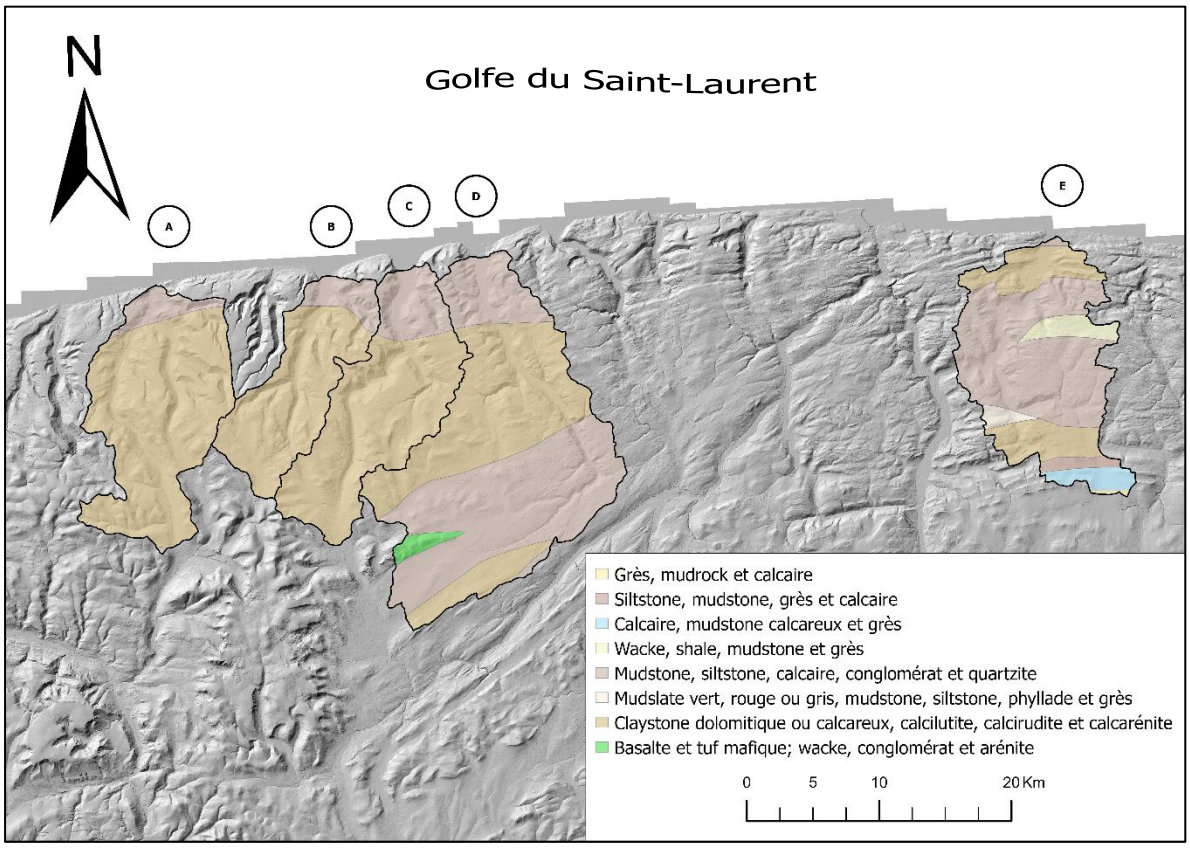


Figure 11 Socle Géologie : A) Marsoui ; B) Mont-Saint-Pierre ; C) Rivière-à-Claude ; D) Mont-Louis ; E) Grande-Vallée (SIGOEM, 2025)

2.2 MESURE DE DÉBITS

2.2.1 Capteur de pression et mesure du débit

Dès l'automne 2019 des stations de jaugeages comprenant des capteurs HOBO - U20-001-02 (HOBO) ont été installées (Figure 12) près des exutoires pour capturer l'écoulement de l'ensemble des bassins versants (Figure 8). Ces capteurs enregistrent en continue la pression absolue intégrant la hauteur d'eau au-dessus du capteur et la pression atmosphérique ambiante. Afin de convertir les données des capteurs pression hydrostatique, la pression atmosphérique doit être retirée du signal et deux capteurs sont donc installés. Le premier

capteur est installé dans un tuyau ABS (Figure 12, A) dans un puits à même la berge. Ce capteur donne mesure une représentative les fluctuations de la nappe phréatique à proximité de la berge. Les capteurs sont installés à moins de 3 m de la berge dans des dépôts alluvionnaires grossiers ayant une forte conductivité hydraulique. Buffin-Bélanger et al., (2016) ont montré la forte corrélation entre les niveaux d'eau de la rivière et le niveau de la nappe phréatique à proximité du cours d'eau dans un environnement similaire de la rivière Matane. Une telle installation vise à minimiser la perturbation de la berge dans des cours d'eau où l'érosion est opérante et aussi à éviter que les tuyaux soient arrachés par la glace où le bois transporté par l'écoulement, ce qui est fréquent dans les rivières de la Haute-Gaspésie. Le deuxième capteur est disposé non loin du capteur principal et fixé sur un arbre (Figure 12, C) pour mesurer les fluctuations de la pression atmosphérique. Les mesures enregistrées par les deux capteurs se font toutes les 15 minutes afin de pouvoir capter la réponse liée à l'onde de crue. La différence entre les données de pression des deux capteurs permet d'obtenir la pression hydrostatique qui lorsque multiplié par une constante de 0,70307 donne la hauteur d'eau au-dessus du capteur. La série temporelle des données de hauteur d'eau constitue un limnigramme.

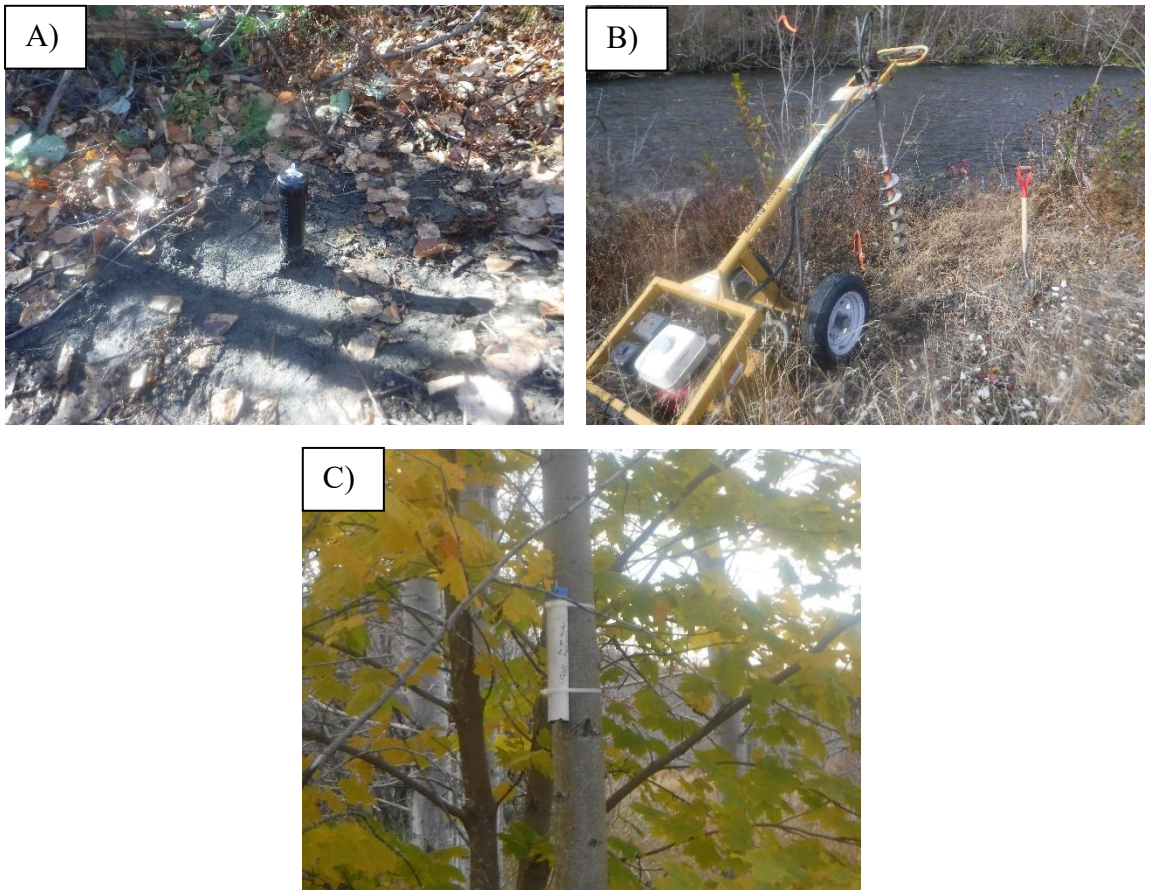


Figure 12 Installation tel qu'expliqué A) Tuyau de ABS dans le sol B) Installation de la station à la rivière Marsoui à l'aide de la tarière motorisée C) Installation de HOBO dans l'arbre

La profondeur des puits où ont été installés les capteurs de pression était limitée par la taille de la foreuse utilisée ou encore pas la présence de blocs dans le substrat. Ceci implique que la partie la plus profonde du puits à partir de laquelle la hauteur est mesurée par le capteur se trouve à une altitude plus élevée que le lit de la rivière. Il est possible qu'il ait un écoulement même si limnigramme indique une hauteur d'eau de zéro mètre. Cette situation implique deux ajustements aux séries limnimétriques.

D’abord, les hauteurs d’eau enregistrées ne représentent pas la profondeur réelle par rapport au lit de la rivière. Pour corriger ceci, nous avons mesuré la différence d’élévation entre la position des capteurs dans le puits et le talweg de la section transversale à l’aide d’un niveau à stadia. En additionnant cette différence à la profondeur mesurée par le capteur, on se retrouve avec un limnigramme dont la hauteur d’eau correspond à la profondeur d’eau au-dessus du talweg de la section transversale au niveau du puit.

Ensuite, lors des périodes d’étiages sévères, il est arrivé que le capteur HOBO se retrouve au-dessus de la ligne d’eau. Ceci se traduit par un manque de données dans la série limnimétrique (Figure 13). La solution préconisée pour le projet de recherche est l’application d’une interpolation linéaire entre le moment où les données disparaissent et réapparaissent pour combler les données manquantes dans la série. Cette interpolation n’affectera par les la nature des résultats, puisque que les périodes interpolées se trouvent généralement en période d’étiage où l’écoulement est à son plus bas. Les événements de crue ne sont pas affectés par cette interpolation.

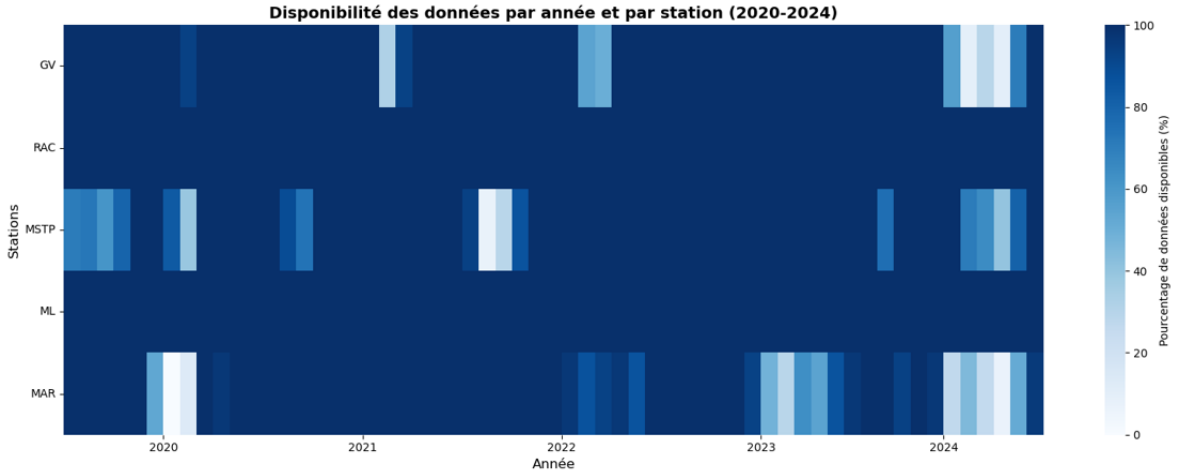


Figure 13 Pourcentage des données manquantes par mois pour la période de 2020-2024 ; Grande-Vallée : GV ; Marsoui : MAR ; Mont-Louis : ML ; Mont-Saint-Pierre : MSTP ; Rivière-à-Claude : RAC

2.2.2 Courbe de tarage et création des hydrogrammes

Les séries limnimétriques (Figure 14) sont converties en séries de débits par le biais de la construction d'une courbe de tarage pour chacune des stations (Horner et al., 2018). La courbe de tarage est basée sur la relation entre le débit mesuré à un moment précis et le niveau d'eau mesuré par le capteur au même moment. Plusieurs mesures ont été réalisées depuis l'installation des capteurs dans les puits (Tableau 1). Les débits ont été mesurés dans une section transversale vis-à-vis du capteur ou à proximité dans une section de la rivière plus adéquate pour la mesure. Le débit a été mesuré à l'aide d'un courantomètre acoustique de Sontek (Flowtracker) pour les plus petits débits et à l'aide d'un profileur de vitesse M9 de Sontek (RiverSurveyor) lorsqu'il était non sécuritaire de faire les débits à gué (Figure 15).

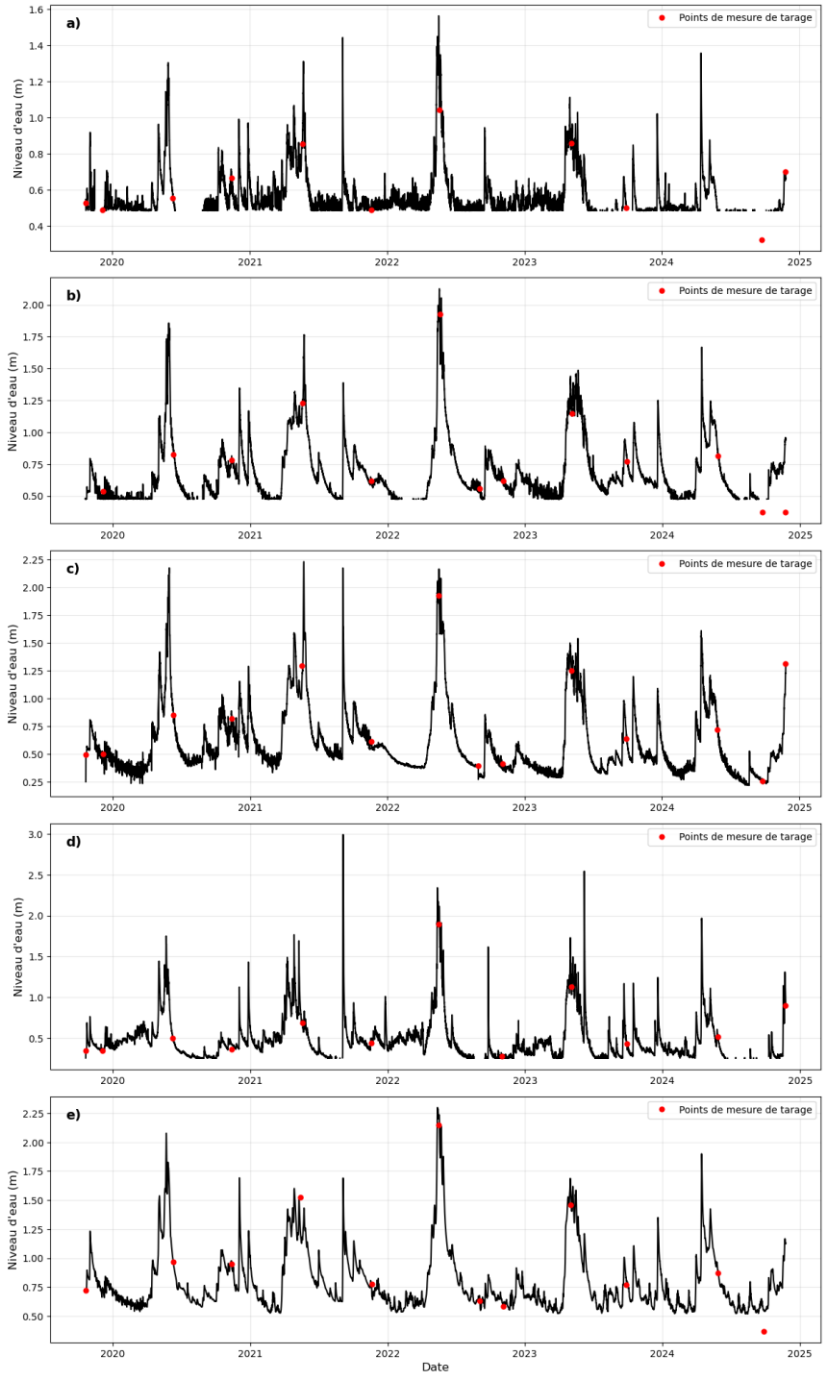


Figure 14 Limnigramme des bassins versants avec les moments où des mesures de débits étaient réalisées pour construire la courbe de tarage pour chacun des cours d'eau: a) Marsoui, b) Mont-Saint-Pierre, c) Rivière-à-Claude, d) Grande-Vallée et e) Mont-Louis

Tableau 1

Description des données de débits

Bassin versant	Marsoui	Rivière-À-Claude	Mont-Saint-Pierre	Mont-Louis	Grande-Vallée
Début des données	2019-10-22	2019-10-21	2019-10-20	2019-10-21	2019-10-21
Fin des données	2024-11-25	2024-11-25	2024-11-23	2024-11-24	2024-11-23
Nombre de données (Non nulle)	65 551	89 352	73 680	84 971	78 686
Nombre de points de tarage	11	14	13	18**	12

** Six points de tarage de Mont-Louis ont été acquises entre 2015-2016

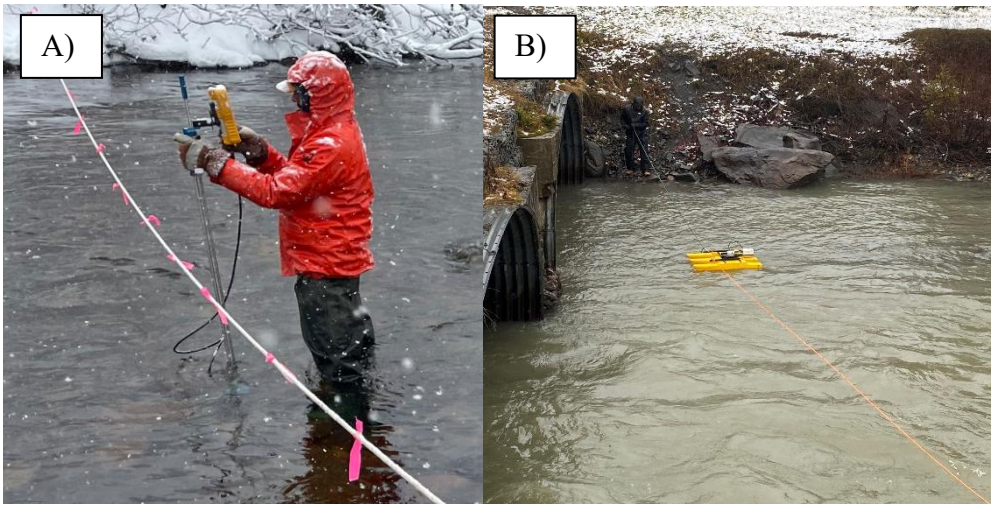


Figure 15 Prise de données de débits A) Mesure au courantomètre accoustique (flow tracker de Sontek) B) Mesure au profileur de vitesse sur catamaran (River Surveyor – M9 de Sontek)

La Figure 16 montre la relation entre les débits mesurés et la hauteur d'eau enregistrée au même moment par le capteur pour la rivière de Mont-Louis. La représentation la plus

simple de cette courbe se fait à partir d'une relation linéaire Eq. 1 entre les données de débits (Q) et de niveau d'eau (h) (Charlton, 2010).

$$Q = ah^b$$

Eq. 1

où Q est le débit (m^3/s), h est la hauteur d'eau mesurée par le capteur (m), et a et b sont des coefficients empiriques propres à chaque station.

Toutefois, les courbes comportent une limite importante en lien avec l'étendue des valeurs de débits obtenues sur le terrain, car les équations seront basées sur l'enveloppe des données disponibles. Lors de la conversion des niveaux d'eau vers des débits, les données se trouvant à l'extérieur de l'étendue des valeurs de débits mesurés se trouvent en zone d'extrapolation et une l'incertitude face à ces données peut être grande.

Des courbes de tarage linéaire et exponentielle ont été créées à partir des données de la station installée sur la rivière Mont-Louis pour exposer les incertitudes d'extrapolation (Figure 16). Deux situations apparaissent lors de l'application des équations générées à partir de ces courbes. La courbe linéaire affiche des débits de zéro m^3/s lorsque le niveau d'eau atteint 0,6 mètre. Lors de la conversion, on peut observer qu'il existe un grand manque de donnée (Figure 17, A). Cependant dans la courbe de tarage, on peut observer qu'il existe des valeurs de débit allant au-dessous de ce niveau d'eau.

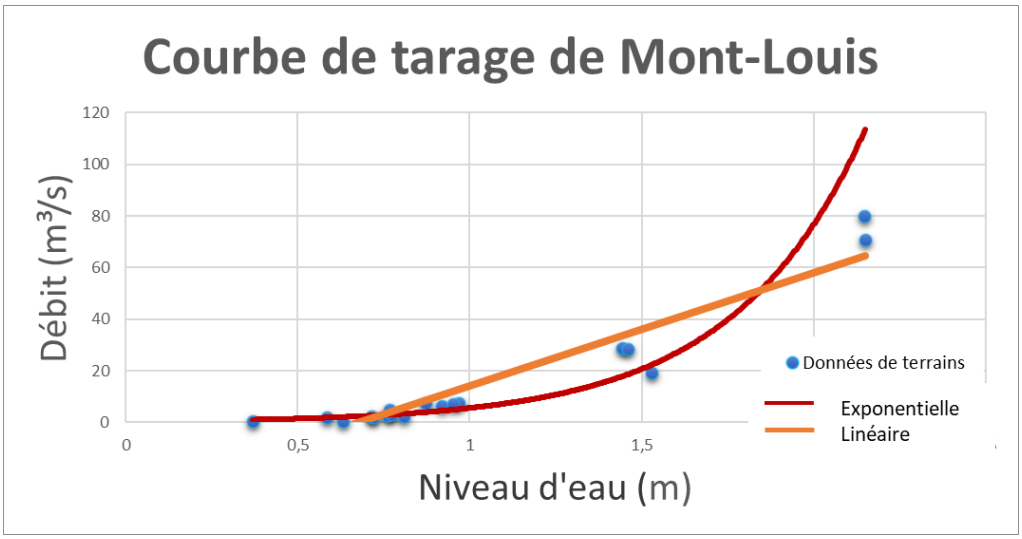


Figure 16 Courbe de tarage exponentielle (rouge) et linéaire (orange) de Mont-Louis

Basée sur cette observation, une correction de l'équation est appliquée en établissant une courbe exponentielle (Figure 17, B). Contrairement à la courbe linéaire, on peut observer que la valeur minimum respecte les données de terrains. Cependant, lorsque le niveau d'eau dépasse deux mètres l'extrapolation se produit et le débit généré devient plus grand qu'il ne devrait l'être. On peut observer ce constat en 2022 avec un débit allant au-delà de 160 m^3/s.

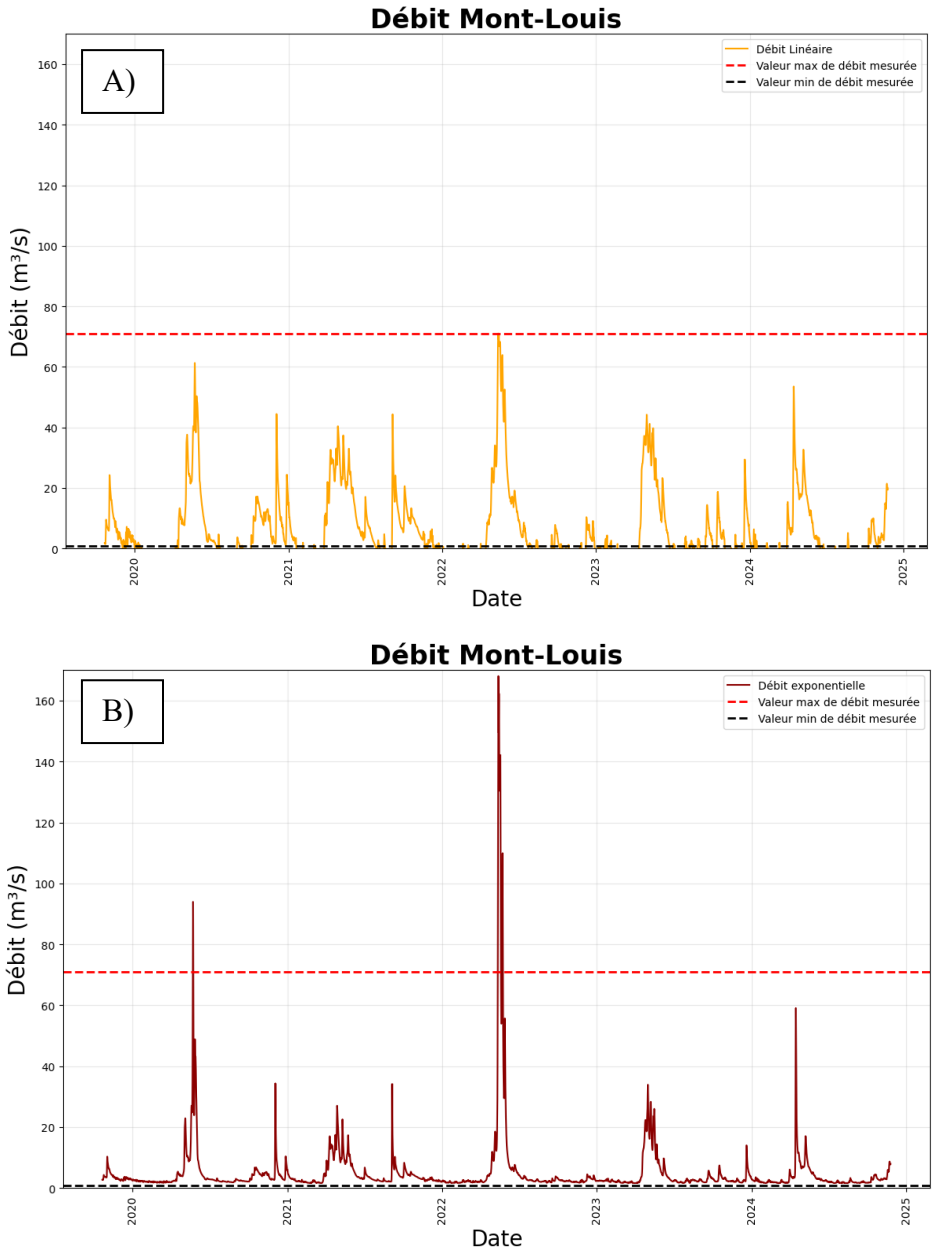


Figure 17 Hydrogramme de Mont-Louis basé sur A) une courbe de tarage linéaire B) une courbe de tarage exponentielle

Ces deux types de courbe de tarage montrent très bien les incertitudes que l'on peut retrouver lors de la conversion des niveaux d'eau vers les débits. Afin de la diminuer, la

méthode bayésienne BaRatin développée par l'Institut national de recherche pour l'agriculture, l'alimentation et l'environnement (INRAE) a été utilisée. Cette méthode utilise les caractéristiques physiques du chenal nommées « contrôles hydrauliques » pour générer une courbe de tarage (Le Coz et al., 2014). Ces contrôles hydrauliques se succèdent en segments lorsque le niveau d'eau augmente (Figure 18, A). Dans l'interface (Figure 18, B), on identifie pour chaque contrôle hydraulique les données récoltées sur le terrain : la hauteur d'eau d'activation, le coefficient de Stickler (associé à la rugosité), la largeur du chenal et la pente. Finalement, la méthode permet d'établir une équation pour chacun de ces segments.

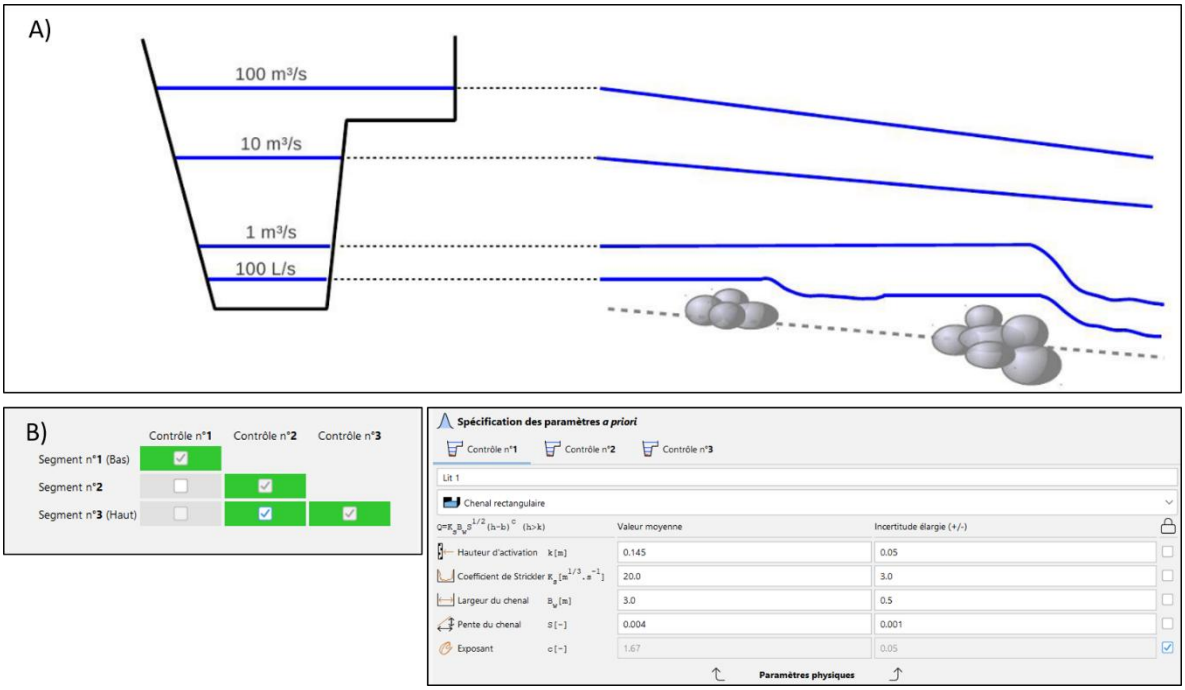


Figure 18 Utilisation de BaRatin A) Exemple des sections de contrôle hydraulique ; B) Interface d'identification des contrôles hydraulique du logiciel Baratin (Le Coz et al., 2014)

Lorsqu'on utilise les équations pour chaque segment, la courbe de tarage est fractionnée en morceaux pour mieux correspondre à la réalité des terrains (Figure 19). L'application de cette méthode diminue l'incertitude liée à l'extrapolation des débits au-delà des limites

minimums et maximums et permet de diminuer les valeurs extrêmes et d'afficher les faibles débits.

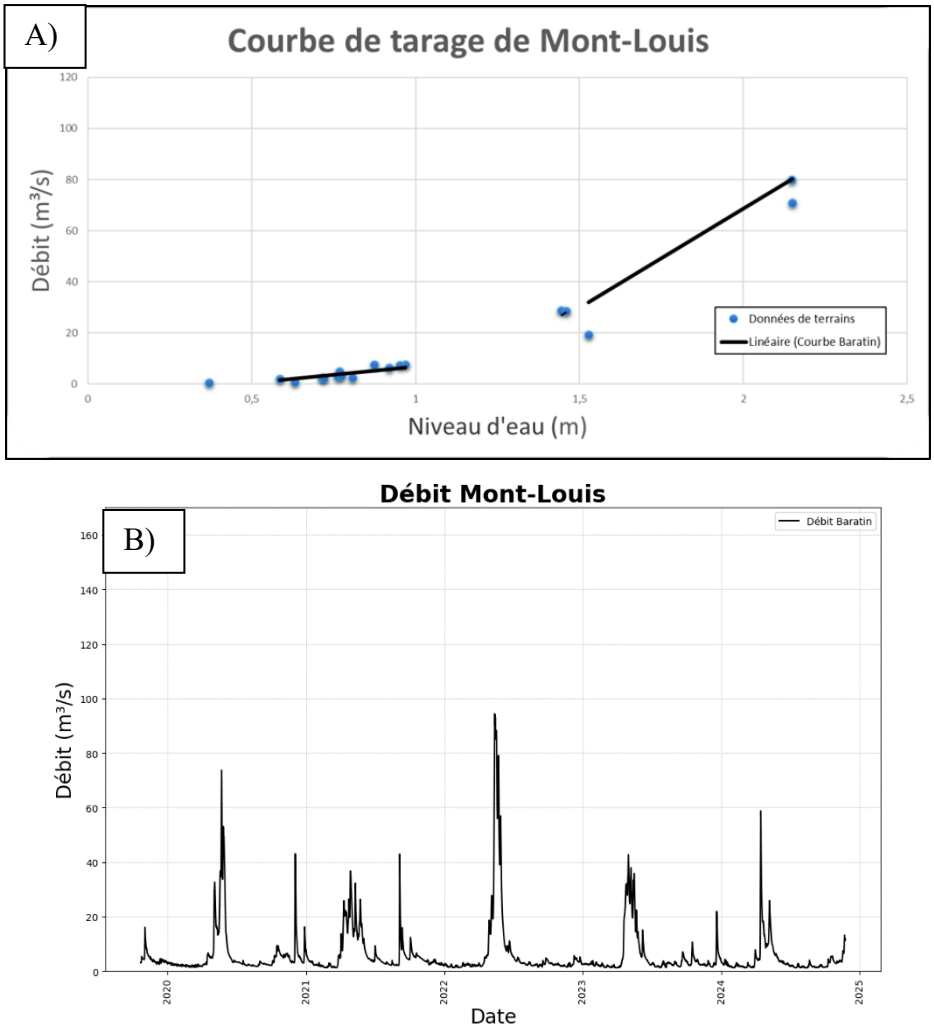


Figure 19 A) Courbe de tarage de la méthode BaRatin de Mont-Louis; B) Hydrogramme de Mont-Louis basé sur une courbe de tarage de la méthode BaRatin

En conclusion, il existe une grande variabilité à travers les méthodes utilisées pour construire une courbe de tarage. L'approche Baratin est intéressante car elle met en avant les caractéristiques physiques du terrain. En utilisant la segmentation de la courbe de tararage, on peut diminuer les incertitudes lors de la conversion des niveaux d'eau vers les débits dans

les zones d'extrapolation étant donné qu'elle reflète les contrôles hydrauliques. Il est aussi bon de prendre en note qu'une normalisation des débits est effectuée pour une meilleure comparaison entre les bassins en s'affranchissant de leur taille. Pour ce faire, le débit spécifique sert d'unité dans le projet.

2.3 SÉPARATION DES HYDROGRAMMES DE CRUE

Cette section présente le cheminement pour établir une séparation des hydrogrammes de crue suivie de la description des quatre méthodes de séparation utilisées dans le projet.

2.3.1 Constante de tarissement

En absence de pluie ou de recharge, l'eau présente dans le bassin versant se retire soit par évapotranspiration ou par exfiltration des eaux souterraines (Tallasken, 1995). Cette période se traduit par une baisse du débit dans les cours d'eau connu comme étant le tarissement. Dans un hydrogramme, on identifie cette période comme étant la courbe de tarissement suivant un évènement de crue (Figure 20). La forme de la courbe dépend de plusieurs facteurs tels que la géologie, de la distance du chenal aux limites du bassin (Smakhtin, 2001). Elle reflète le taux du tarissement que l'on nomme « constante de tarissement ».

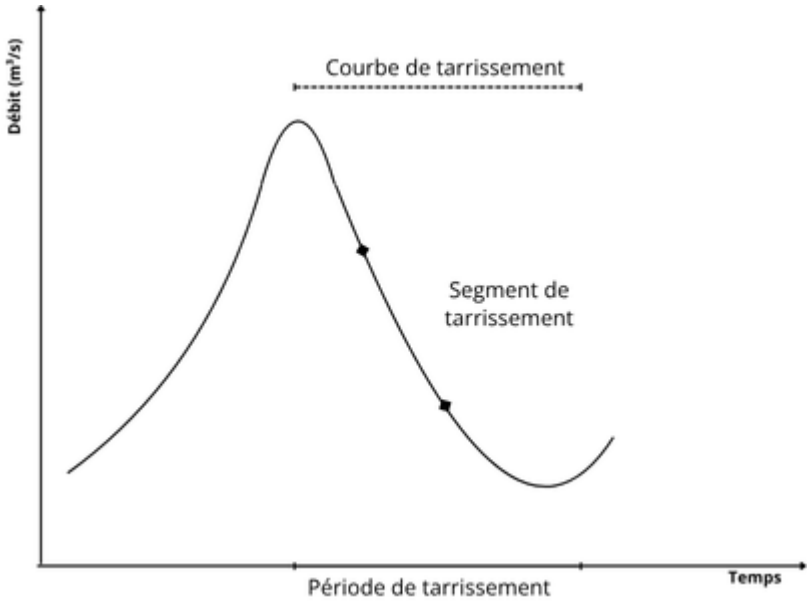


Figure 20 Courbe, période et segment de tarissement, inspirée de Tallasken, L. M. (1995)

Plusieurs méthodes de séparation de l'hydrogramme utilisent la constante de tarissement puisqu'elle reflète le comportement de l'écoulement de base ce qui a donné naissance à une panoplie d'approche pour la quantifier (Tallasken, 1995). Dans le cadre du projet une analyse de la courbe maitresse de tarissement a été appliquée. Il s'agit d'une courbe enveloppant plusieurs courbes de tarissement individuel.

Tout d'abord, il faut définir les périodes de tarissement observé dans les hydrogrammes. Pour ce faire, la méthode préconisée permet de sélectionner les périodes de manière objective. La méthode *Automatic Baseflow Identification technique (ABIT)* proposée par Cheng et al., (2016) repose sur une série de critères pour repérer les points de récession dominés par des écoulements de base. La méthode s'applique sur un hydrogramme logarithmique afin de bien observer les variations de débits (Figure 21). Elle est constituée en trois étapes et comprend neuf critères.

1. Estimer les pentes de tarissement $-dQ/dt$ pour un Q estimé dans l'hydrogramme

2. Les premiers critères permettent de sélectionner les données valides :

   C1 : Les valeurs *-dQ/dt* doivent être plus grand que zéro,

   C2 : La longueur minimum (L_{min}) de la série de tarissements doit être plus grande que 5 jour.

3. Les critères suivants vont servir à déterminer les périodes de tarissement ou l'écoulement de base semble dominer. Il s'agit des périodes de sécheresse pure sans recharge. Pour se faire, une série d'élimination de points pouvant être influencés par un écoulement n'étant pas lié à un tarissement est appliquée :

   C3 : Éliminer deux points au début de la période de tarissement identifié,

   C4 : Éliminer un extra de trois points lorsque l'événement de crue est extrême. On l'identifie dès que le pic de cure dépasse le 90ième percentile,

   C5 : Éliminer au moins un point à la fin de la période de tarissement,

   C6 : Éliminer les points anormaux, où le taux (*-dQ/dt*) est deux fois ou plus grands que le précédent,

   C7 : Les points qui sont suivis par une plus grande valeur de *-dQ/dtI,*

   C8 : Éliminer les points en périodes de neige ou de gel,

   C9 : Les points de données plus petits que la précision d'observation doivent également être éliminés.

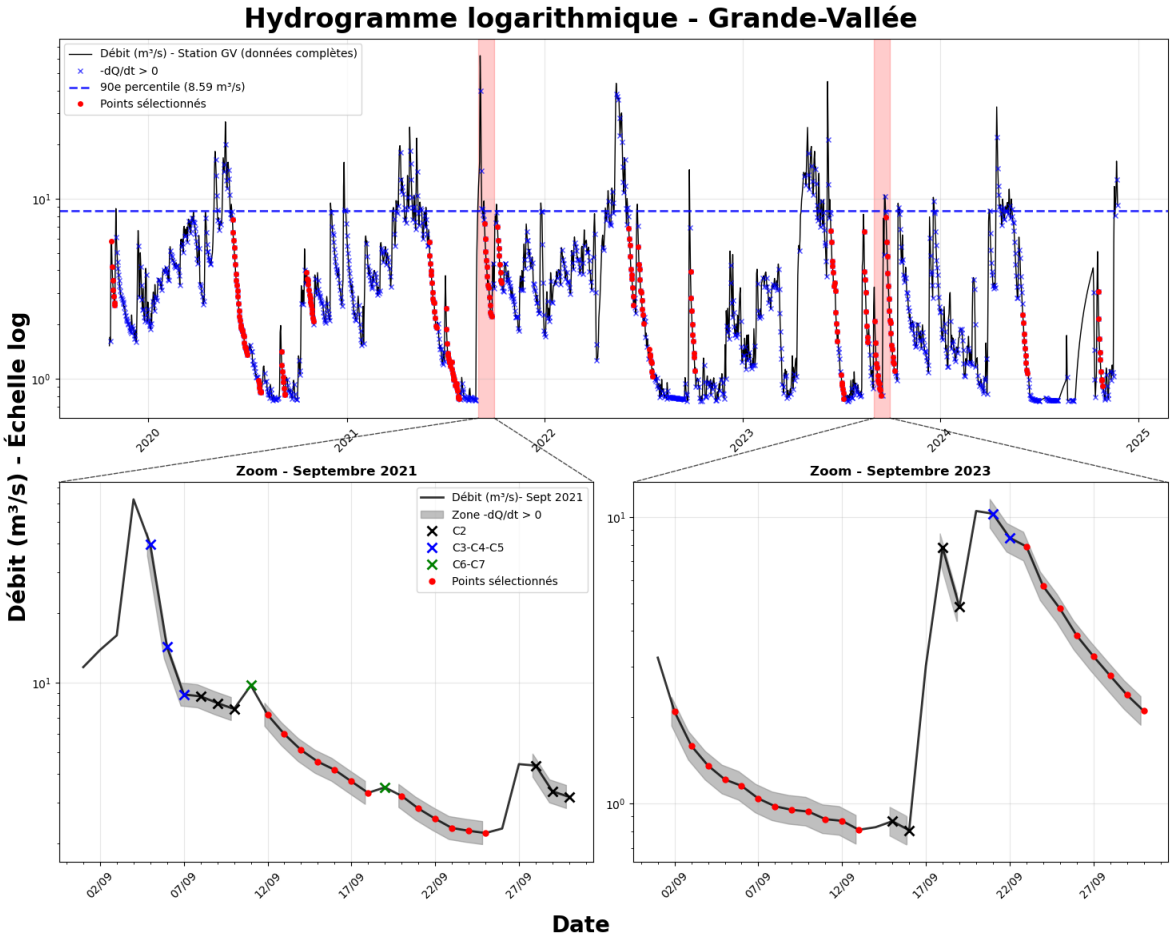


Figure 21 Identification des périodes de tarissement sur l'hydrogramme logarithmique de Grande-Vallée (Inspiré de Cheng et al, 2016)

L'équation 2 est utilisée pour trouver la constante de tarissement à partir de l'analyse de la courbe de tarissement maitresse à partir de la relation entre un débit initial et un débit à un temps t.

$$k = \left(\frac{Q}{Q_0}\right)^{\frac{1}{t}}$$

(Eq. 2)

où k représente la constante de tarissement, Q est le débit au temps t, et Q_0 est le débit à un temps initial. Basé sur les recherches de Nathan et McMahon 1990, un décalage avec un intervalle de temps le plus long possible est préférable pour calculer la constante de tarissement. Suivant leur recherche un décalage de 5 jours a été utilisé dans notre projet.

2.3.2 Méthodes de séparation

Parmi la grande variété de méthodes de séparations existantes, quatre ont été sélectionnées pour ce projet par leur facilité d'application. La première, la méthode UKIH, se base sur l'identification du minimum local et les trois autres méthodes sont à filtre numérique (Tableau 2). Les équations des filtres numériques détiennent un paramètre commun, la constante de tarissement (*K*) expliquée plus haut. Outre cette constante, la méthode Eckhardt détient un autre paramètre : le $BFI_{max.}$ L'indice de débit de base (BFI) est un ratio entre le débit de base et le débit total (Eq. 3).

$$BFI = \frac{Q_b}{Q_{total}}$$

(Eq. 3)

Le BFI_{max} représente la proposition maximale que le débit de base peut atteindre par rapport au débit total. Le Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) a estimé un BIF_{max} de 0,5 pour la région de la Gaspésie dans le cadre du Projet d'acquisition et de connaissance des eaux souterraines (PACES) (Poirier & Lessard-Fontaine, 2012).

Tableau 2

Méthodes à filtre numérique de séparation d'hydrogramme

Nom des méthodes	Équation	Référence
Lyne-Hollick	$Q_s = \boldsymbol{k}Q_{s(t-1)} + \frac{1+\boldsymbol{k}}{2}\,(Q - Q_{t-1}\,) \mid Qb = Q - Q_s$	(Lyne & Hollick, 1979)
Chapman-Maxwell	$Qb = \frac{\boldsymbol{k}}{2-\boldsymbol{k}}Q_{b(t-1)} + \frac{1-\boldsymbol{k}}{2-\boldsymbol{k}}Q_t$	(Chapman and Maxwell, 1996)
Eckhardt	$Qb = \frac{(1-\boldsymbol{BFI_{max}})\boldsymbol{k}Q_{b-1} + (1-\boldsymbol{k})\boldsymbol{BFI_{max}}Q_t}{1-\boldsymbol{kBFI_{max}}}$	(Eckhardt, 2005)

Note : Q = Débit total ; Qs = Débit de surface ; Qb = Débit de base ; K = Constante de tarissement

2.4 CARACTÉRISATION DES SIGNATURES HYDROLOGIQUES

La lecture de la réponse hydrologique à l'aide d'une hydrogramme de crue passe par la caractérisation des signatures hydrologiques. Ces indices quantitatifs décrivent les propriétés et les changements dans l'écoulement fluvial (McMillan, 2021). Six signatures ont été utilisées pour caractériser la réponse hydrologique des bassins versants (Figure 22).

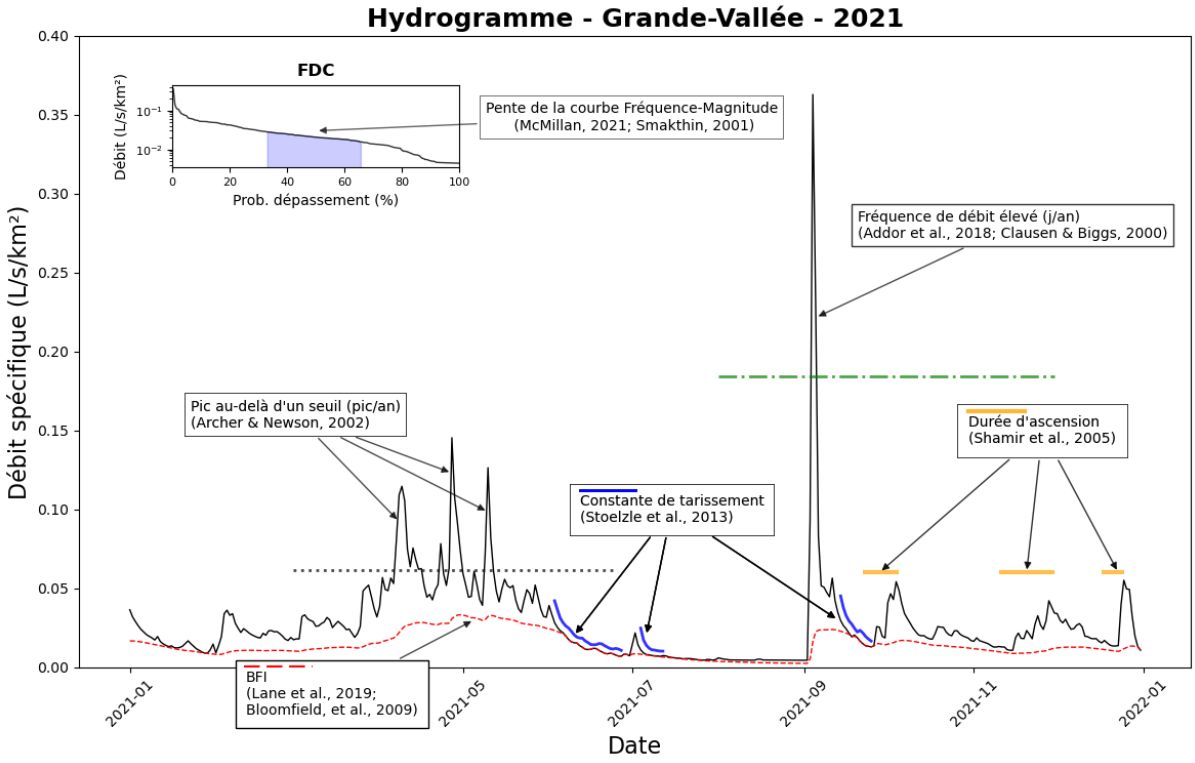


Figure 22 Identification des six signatures hydrologiques retenues pour l'analyse de la réponse hydrologique (Inspirée de McMillan, 2021)

La courbe de fréquence-magnitude (FDC) est un élément informatif sur la distribution des débits (Smakhtin, 2001). Elle permet de visualiser le pourcentage de temps qu'un débit est égal ou dépasse sur une période donnée. Ici, la pente de cette courbe entre le 33^{e} et 66^{e} percentile est utilisé puisqu'elle permet d'évaluer le comportement du bassin versant (McMillan et al., 2017). La pente du débit total est prise en considération, et la pente médiane issue des débits de base générés par chaque méthode sera employée.

Le nombre de pics au-delà d'un seuil permet d'observer la fréquence d'événements de crue au-delà d'une valeur définie. Il s'agit d'une technique permettant d'observer le nombre d'événement par ans liés aux précipitations. Pour chaque pic observé, on peut calculer la durée de crue (Lang et al., 1999). Le choix du seuil proposé est égal à trois fois la médiane des valeurs de débits. Le même type de signature a été utilisé pour les événements de hauts

débits afin d'observer la fréquence de jours par an d'événement extrême dans les bassins (Clausen & Biggs, 2000). Cette fois-ci le seuil est déterminé à neuf fois la valeur médiane.

La durée d'ascension (Eq. 4) cherche à comprendre la durée moyenne de montée des crues. Il s'agit de prendre le nombre de pics observés (N_{pic}) et de le diviser par le temps de montée (T_m) total des événements de crues. Le résultat (Da) représente le pourcentage de volume de montée en une journée pour le bassin versant étudié.

$$Da = \frac{N_{pic}}{T_m}$$

Eq. 4

La constante de tarissement fait elle aussi partie des signatures hydrologiques. Tels qu'expliquée plus haut dans la section 2.3.1 cette constante expose la vitesse de drainage des bassins (Safeeq et al., 2013; Smakhtin, 2001; Stoelzle et al., 2020). En appliquant l'équation 2 sur les périodes de tarissement d'un bassin versant, on obtient cette constante.

La dernière signature hydrologique utilisée dans l'analyse de la réponse hydrologique est le résultat des séparations d'hydrogramme. Il s'agit de la proportion de débit de base par rapport au débit total d'un hydrogramme que l'on nomme indice de débit de base (*BFI*). Un ratio de 1 montre que le débit total de l'hydrogramme est à 100% associé au débit de base et un ratio de 0 n'affiche aucun débit de base dans l'hydrogramme. Dans cette étude, nous utiliserons le BFI médian dérivé de toutes les méthodes utilisées pour séparer les hydrogrammes.

2.5 CARACTÉRISATION MORPHOMÉTRIQUE DES BASSINS-VERSANTS

Les indices morphométriques permettent de comprendre le comportement hydrologique et le dynamisme des rivières. Il s'agit donc d'une manière de quantifier les composantes morphologiques des bassins. Douvinet et al. (2008) proposent une

catégorisation des indices en quatre catégories. Les indices de formes associés au périmètre du bassin versant, les indices de volume liés au relief, les indices de réseaux associés à la structure hydrographique et les indices croisés qui combinent les trois indices énumérés plus haut.

L'utilisation du SIG ArcGIS Pro 10.0.1 a permis d'extraire les éléments nécessaires à l'application des indices morphométriques. Une série de codes dans le langage Python a été utilisée pour effectuer les calculs. Les données provenant du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) ont été utilisées pour la délimitation des bassins versants. Les modèles numériques de terrain (MNT) avec une résolution de 10 m fournis par le ministère des Ressources naturelles et des Forêts (MRNF) ont été utilisés pour extraire les indices morphométriques. Pour générer les réseaux hydriques avec les MNT, une série d'outils présents dans ArcHydro a été appliquée. Afin de déterminer la limite des réseaux hydriques d'ordre 1, une superficie minimale de 1 km^2 d'accumulation de drainage a été appliquée pour identifier un chenal d'écoulement.

Il existe une multitude d'indices morphométriques. Un choix a dû l'être fait pour éviter des redondances dans les données. Pour ce faire, nos expertises personnelles basées sur la littérature ont mené à une sélection de 24 indices pour l'analyse morphométrique (Tableau 3).

Tableau 3

Indices morphométriques

Indices	Équation	**Référence**
Indice de base		
Aire du bassin versants (Km^2)	-	
Périmètre du bassin (Km)	-	
Altitude maximale (H_{max}) (m)	-	
Altitude minimale (H_{min}) (m)	-	
Altitude moyenne (H_{moy}) (m)	-	
Longueur du bassin (Km)	-	
Indice de réseau		
Longueur totale du réseau (L_u_total)	-	
Longueur du ruissellement de surface (km) (Lg)	$Lg = \frac{0.5}{D_d}$	(Horton, 1945; Odiji et al., 2021)
Nombre de segment par ordre	-	(Strahler, 1952)
Nombre total de segments de cours d'eau (N_u_total)	-	
Nombre d'infiltration (I_f)	$I_f = D_d F_s$	(Pareta & Pareta, 2011; Romshoo et al., 2012)
Fréquence de drainage (F_s)	$Fs = \frac{Nu}{A}$	(Horton, 1945; Sreedevi et al., 2013)
Indice de sinuosité (I_s)		
Ratio de bifurcation (R_b)	$R_b = \frac{N_u}{N_u + 1}$	(Horton, 1945; Pareta & Pareta, 2011)
Ratio de longueur de réseau (R_L)	$R_L = \frac{L_u}{L_u - 1}$	(Horton, 1945; Pareta & Pareta, 2011)
Indice de surface		
Facteur de forme (F_f)	$F_f = \frac{A}{(Lb^2)}$	
Ratio d'élongation (R_e)	$R_e = \frac{2 * \sqrt{(\frac{A}{\pi})}}{P^2}$	
Coefficient de compacité (Cc)	$C_c = \frac{P}{2(\pi A)^{0.5}}$	
Texture de drainage (D_t)	$D_t = \frac{N_{u_total}}{P}$	
Ratio de cicularité (R_c)	$R_c = \frac{(4 * \pi * A)}{P^2}$	

Densité de drainage (D_d)	$D_d = \frac{L_{u_total}}{A}$	(Horton, 1945)
Indice de relief		
Intégrale hypsométrique (H_i)	$H_i = \frac{(H_{moy} - H_{min})}{(H_{max} - H_{moy})}$	(Romshoo et al., 2012)
Ratio de relief (R_r)		
Pente (m/Km)	-	(Anctil et al., 2012)

En compléments aux variables morphométriques, des variables surfaciques matricielles et vectorielles ont été ajoutées. L'indice associé à l'humidité du sol a servi à la caractérisation. Effectivement, l'indice topographie d'humidité (TWI) est un rendu matriciel, provenant des DEM, permettant de classifier les zones selon les taux d'humidité potentiel basé sur la topographie (Besnard et al., 2013). Les pixels avec une haute valeur ont une grande capacité d'accumulation d'eau. Les valeurs au-delà du 75^e percentile sont conservées comme proxy pour identifier les plaines alluviales et les milieux humides (Odiji et al., 2021). La superficie relative des lacs par rapport à la superficie des bassins versants sert aussi de proxy puisque les lacs et cours d'eau sont idéologiquement connectés (Baker et al., 2016).

Deux autres types de données vectorielles surfaciques, liés aux dépôts quaternaires et aux perturbations forestières, ont également été intégrés à l'analyse. Les dépôts de surface renseignent sur la nature du milieu dans lequel l'eau circule. Ils influencent notamment l'écoulement de surface, l'infiltration et les processus souterrains (Carlier et al., 2018). La proportion de chaque type de dépôt a été calculée à l'échelle des bassins versants. La classification retenue provient des cartes de Veillette et al. (1993).

En ce qui concerne les perturbations forestières, une aire équivalente de coupe (AEC) a été calculée pour chaque bassin. Cet indicateur correspond à une surface cumulative affectée par les coupes ou les perturbations naturelles (Langevin & Plamondon, 2004). L'influence des perturbations sur les débits de pointe diminue avec le temps. Dans cette étude, les valeurs d'AEC couvrent une période de 30 ans précédant la dernière année

disponible des données fournies par le MRNF. Pour l'analyse statistique, seule la valeur la plus récente a été retenue.(Tableau 14).

2.6 ANALYSE STATISTIQUE DES DONNÉES

La caractérisation des signatures hydrologiques et de la morphométrie des bassins versants va produire au-delà de 32 variables. Une analyse en composante principale (ACP) a permis de réduire la dimensionnalité pour conserver l'information nécessaire tout en préservant la variabilité (Jolliffe & Cadima, 2016). En d'autres mots, l'utilisation de ce type d'analyse statistique va permettre de déterminer les composantes les plus importantes pouvant jouer un rôle sur la réponse hydrologique. Les composantes principales obtenues serviront de base à une analyse en clusters, réalisée par la méthode K-means, afin de catégoriser les bassins versants selon leurs similarités hydrologiques et morphométriques. Le résultat final a permis d'accorder des comportements hydrologiques aux bassins versants.

2.6.1 Analyse par composante principale (ACP)

Tout d'abord, les données sont centrées et réduites pour éliminer l'effet des unités de mesure suivant une équation de standardisation. Généralement, pour produire un ACP il faut faire une matrice de covariance. Ensuite, il faut déterminer les valeurs propres ($\lambda_1, \lambda_2, \ldots, \lambda_p$, où p équivaut au nombre de variables et les vecteurs propres correspondants ($a_1, a_2, \ldots a_p$). Une fois les valeurs propres identifiées, une décomposition spectrale de la matrice permet de projeter les données dans un espace des composantes principales pour obtenir des scores (Jackson, 1991). Généralement, les deux-trois premières composantes détiennent la plus grande combinaison linéaire et explique 70%-90% de la variance. La première composante est l'axe détenant le plus d'information de tout l'ensemble de données, suivi de la deuxième. Les données standardisées Z peuvent être projetées dans l'espace des composantes principales pour produire un score. Les scores sont utilisés pour représenter les coordonnées

des objets dans le nouvel espace orthogonal et pour interpréter graphiquement et statistiquement les composantes principales (Jackson, 1991). Sur le graphique de l'ACP, l'écart entre les variables révèle une forte divergence. Dans ce sens, la proximité indique qu'elle évolue dans le même sens. On peut comprendre que les variables ont alors une forte corrélation.

L'analyse en composantes principales (ACP) est couramment utilisée pour réduire la redondance entre variables morphométriques dans les études hydrologiques. À cet égard, Sharma et al. (2015) ont analysé 13 paramètres morphométriques et montré que les trois premières composantes principales expliquent jusqu'à 93,71 % de la variance totale, traduisant une forte corrélation entre les variables initiales. Les auteurs associent ces composantes à trois dimensions principales : le drainage, la pente (ou inclinaison) et la forme du bassin versant.

Ces résultats mettent en évidence la possibilité de sélectionner un nombre restreint de variables représentatives, chacune étant associée à une composante distincte. Une telle approche permet de limiter la redondance et de constituer un ensemble de paramètres relativement indépendants, ce qui est particulièrement pertinent pour la modélisation de la réponse hydrologique.

2.6.2 Analyse en cluster K-means

Le K-means est une méthode de classification non supervisée pour catégoriser des observations selon leur similarité. Dans cette étude, les scores issus de l'analyse en composantes principales (ACP) sont utilisés comme base pour la catégorisation (Dana et al., 2021).

L'algorithme K-means nécessite une initialisation des centres de clusters, et dans ce cas, elle est réalisée à partir des résultats d'une classification hiérarchique fondée sur l'algorithme de Ward (Ramachandra Rao & Srinivas, 2006). La méthode crée un centre de

catégorie initial en minimisant la somme des erreurs quadratiques entre chaque point et le centre (Ding & He, 2004).

On cherche à obtenir les points les plus proches possibles du centre. Par la suite, on recalcule le centre moyen entre les points assignés. Une itération se fait jusqu'à ce qu'il y ait une stabilisation des centres. On se retrouve donc avec plusieurs catégories de K dans notre cas entre 2 et 4. Le choix du nombre de catégories se fait grâce au score de silhouette obtenu pour chaque catégorie K qui correspond à la cohésion interne des catégories et leur séparation. Le score de silhouette le plus élevé est retenu comme catégorisation optimale (Lengyel & Botta-Dukát, 2019).

La méthode de classification K-means est largement utilisée pour regrouper des bassins versants présentant des caractéristiques hydrologiques et physiographiques similaires. Par exemple, Saxe et al. (2018) ont appliqué cette approche à un ensemble de bassins versants de l'Ouest américain en intégrant plusieurs variables hydrologiques et topographiques. Cette méthode leur a permis de subdiviser les bassins en groupes homogènes, facilitant ainsi l'analyse des variations régionales de la réponse hydrologique.

L'utilisation du K-means apparaît ainsi particulièrement pertinente pour identifier des ensembles de bassins partageant des comportements similaires, tout en tenant compte de la variabilité spatiale. Cette approche favorise également le développement d'analyses comparatives et de modèles adaptés à des contextes régionaux spécifiques.

CHAPITRE 3
RESULTATS

Ce chapitre expose les résultats relatifs à la caractérisation et à la comparaison de la réponse hydrologique des bassins versants. Il présente tout d'abord la caractérisation morphométrique de chaque bassin afin de bien comprendre les différences et similitudes des composantes physiques de chacun d'eux. Suivi, d'une caractérisation de la réponse hydrologique de celles-ci pour identifier le comportement de chacun des bassins versants. Finalement, les analyses statistiques découlant de la relation entre les composantes de la réponse hydrologique et de la morphométrie vont alors permettre de catégoriser le comportement des bassins versants et d'identifier les facteurs pouvant les expliquer.

3.1 CARACTÉRISATION PHYSIQUE DES BASSINS VERSANTS

Les MNT ont permis de générer des paramètres physiques utiles pour identifier les différences entre les bassins versants. On retrouve les paramètres morphométriques tel que les indices de base (altitude, aire, périmètres), les indices de réseaux axés sur les longueurs et la fréquence de drainage, les indices de surface basés sur la forme du bassin versant et sa densité de drainage et finalement les indices de relief tels que les pentes. Outre ces paramètres, d'autres caractéristiques physiques comme les types sols, le ratio de lac, les zones humides et les perturbations forestières peuvent informer sur la capacité de drainage du bassin versant. Le Tableau 4 regroupe les quatre catégories d'indices et une description de chacune des caractéristiques permet de comparer les bassins versants sur leur base physique.

Tableau 4

Caractérisation des indices morphométriques

	Grande-Vallée	Mont-Louis	Marsoui	Rivière-à-Claude	Mont-Saint-Pierre
Indice de base					
Aire du bassin versants (Km2)	172	294	156	97	139
Périmètre du bassin (Km)	77	94	66	53	68
Altitude maximale (Hmax) (m)	584	935	989	990	1013
Altitude minimale (Hmin) (m)	0	0	0	0,24	0,15
Altitude moyenne (Hmoy) (m)	302	454	498	500	514
Longueur du bassin (Km)	20,4	28,5	20,3	16,1	20,9
Indice de réseau					
Longueur totale du réseau (Lu)	234	391	183	119	166
Longueur du ruissellement de surface (Km) (Lg)	0,37	0,38	0,43	0,41	0,42
Fréquence de drainage (Fs)	1,10	1,20	0,87	1,14	1,06
Nombre d'infiltration (If)	1,50	1,60	1,01	1,41	1,27
Indice de sinuosité (Is)	1,3	1,27	1,23	1,3	1,2
Indice de surface					
Facteur de forme (Ff)	0,41	0,36	0,38	0,37	0,32
Ratio d'élongation (Re)	0,73	0,68	0,7	0,69	0,64
Coefficient de compacité (Cc)	1,65	1,54	1,49	1,51	1,63
Texture de drainage (Dt)	2,44	3,74	2,04	2,09	2,14
Ratio de circularité (Rc)	0,36	0,42	0,45	0,43	0,37

Densité de drainage (Dd)	1,36	1,33	1,17	1,23	1,20
Indice de relief					
Intégrale hypsométrique (Hi)	0,51	0,50	0,51	0,51	0,50
Ratio de relief (Rr)	28,6	32,8	15	61,4	14,8
Pente (m/Km)	3,4	5,7	10,2	5	13,6

3.1.1 Indice de base

On observe des superficies de 294 et 172 km^2 et des périmètres de 94 et 77 km respectivement pour Mont-Louis et Grande-Vallée. Il s'agit des plus grands bassins versants. Le bassin de Marsoui a une superficie de 156 km^2 et Mont-Saint-Pierre a 139 km^2. Leur périmètre respectif est de 66 et 68 km. La superficie de Rivière-à-Claude en fait de ce bassin le plus petit à l'étude avec 97 km^2 de superficie et 53 km en périmètre (Tableau 4).

L'élévation maximale des bassins versants tourne généralement autour de 900-1000 mètres. Le bassin versant de Mont-Saint-Pierre possède la plus haute altitude (1013 m), suivi de Rivière-à-Claude (990m), Marsoui (989,74 m) et Mont-Louis (935m). Le bassin versant de Grande-Vallée détient la plus basse élévation maximale avec 584 m d'altitude. Étant donné que l'embouchure des bassins se situe au niveau de la mer, l'élévation minimale est ou se rapproche de 0 m. (Tableau 4).

La longueur totale de bassins versants est plus élevée pour Mont-Louis (28,5 km). Dans le bassin versant de Mont-Saint-Pierre, Marsoui et Grande-Vallée, les longueurs sont plus basses, mais plus ou moins identiques entre elles. Respectivement elles sont de 20,9, 20,3 et 20,4 km. Avec seulement 16,1 km, le bassin versant de Rivière-à-Claude détient la plus petite longueur (Tableau 4).

3.1.2 Indice de réseau

L'ordre de Strahler est de 4 pour Grande-Vallée, Marsoui et Rivière-À-Claude et de 5 pour Mont-Saint-Pierre et Mont-Louis (Tableau 5). Le nombre de segments diminue lorsque l'ordre augmente. Mont-Louis affiche un grand nombre de segments pour tous les ordres confondus et détient un nombre de segments total (N_u_total) plus grand avec 353 segments. Rivière-à-Claude est le bassin avec le plus petit nombre de segments pour chaque ordre et de nombres totaux (Tableau 5).

Tableau 5

Nombre de segments par ordre de Strahler (N_u)

Ordre de Strahler (U)	Grande-Vallée	Mont-Louis	Marsoui	Rivière-À-Claude	Mont-Saint-Pierre
I	154	269	117	83	115
II	29	68	14	23	24
III	5	13	3	4	5
IV	1	2	1	1	2
V		1			1
N_u_total	189	353	135	111	147

La composition du réseau hydrique suit la loi d'Horton. Le nombre de segments cours d'eau par ordre de Strahler suit une suite géométrique inverse révélant une ligne droite sur une série logarithmique (Horton, 1945). Dans la Figure 23, les bassins suivent cette logique. Grande-Vallée a la pente la plus élevée (-0,73) par rapport à Mont-Saint-Pierre (-0,52). Cela démontre que son nombre de cours d'eau chute plus rapidement par rapport à Mont-Saint-Pierre. Mont-Louis, Marsoui et Rivière-À-Claude ont des pentes relativement semblables.

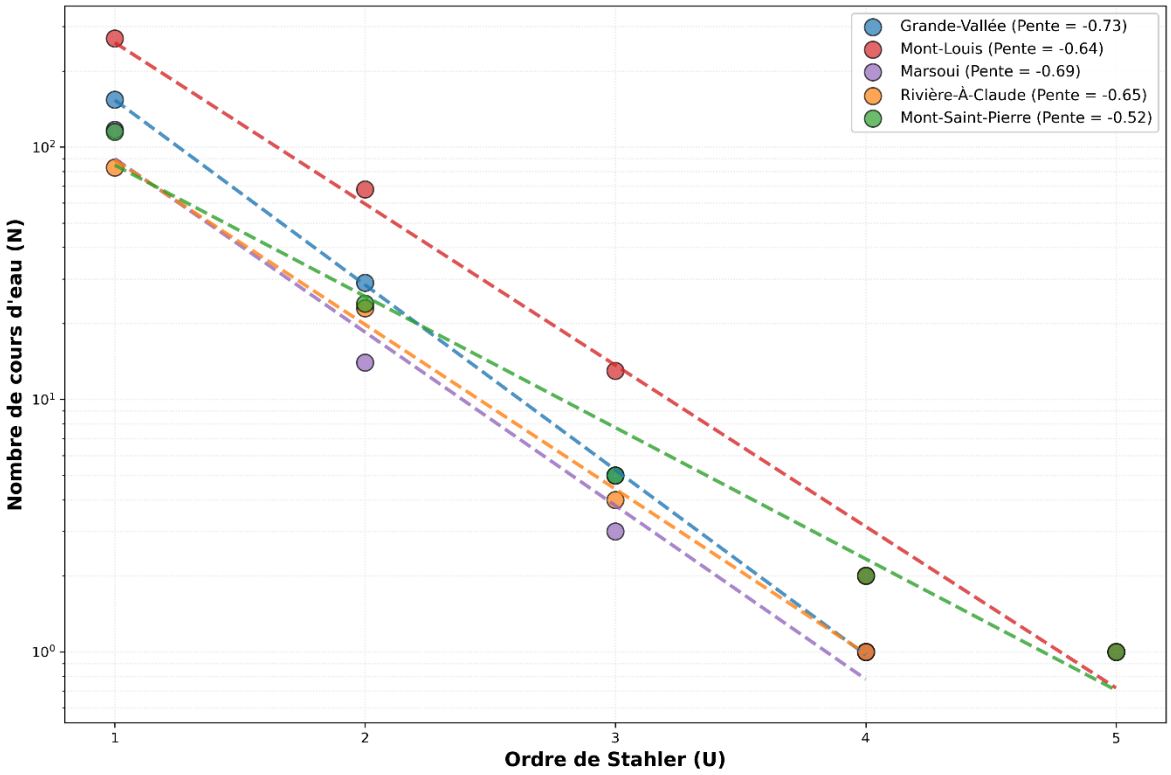


Figure 23 Relation logarithmique entre le nombre de segments de cours d'eau et l'ordre de Strahler

Le ratio de bifurcation (R_b) (Tableau 6) est un rapport entre le nombre de segments dans un ordre de Strahler à celui de l'ordre plus grand. Ce ratio sert à mesurer et décrire le relief et la dissection dans les bassins versants (Tableau 7) (Raja Shekar & Mathew, 2024). Grande-Vallée affiche des ratios plus similaires entre les ordres soit de 5 et 5,8. Ce bassin détient le plus haut ratio de bifurcation moyen (R_{bm}) de 5,37. Mont-Louis présente des valeurs entre 2 et 6,50. L'ordre III et IV on le plus haut ratio de bifurcation (6,50) et le ratio moyen est de 4,42. Marsoui a le plus haut ratio de l'ordre I et II (8,36) et la moyenne des ratios est de 5,34. Rivière-à-Claude a des valeurs entre 3,61 et 5,75. Son ratio moyen est de 4,45. Mont-Saint-Pierre se trouve entre 2 et 4,80. C'est le bassin avec le ratio de bifurcation moyenne le plus bas (3,52).

Tableau 6

Ratio de bifurcation entre les ordres de Strahler (Rb)

Ordre de Strahler (U)	Grande-Vallée	Mont-Louis	Marsoui	Rivière-À-Claude	Mont-Saint-Pierre
I – II	5,31	3,96	8,36	3,61	4,79
II – III	5,80	5,23	4,67	5,75	4,80
III – IV	5,00	6,50	3,00	4,00	2,50
IV - V		2,00			2,00
Moyenne (R_{bm})	5,37	4,42	5,34	4,45	3,52

Tableau 7

Signification et ratio de bifurcation

Signification	Ratio de bifurcation
Bassin théorique	< 3
Le schéma de drainage du bassin n'est pas déformé par les caractéristiques géologiques	3 - 5
Le bassin est allongé et des structures géologiques contrôlent le bassin	> 5

La moyenne de longueur du réseau par ordre (L_u) montre une augmentation de la moyenne du premier au dernier ordre. Grande-Vallée et Rivière-à-Claude suivent cette tendance Marsoui. Mont-Saint-Pierre et Mont-Louis ont une diminution de la moyenne de longueur du réseau au dernier ordre de Strahler (Figure 24).

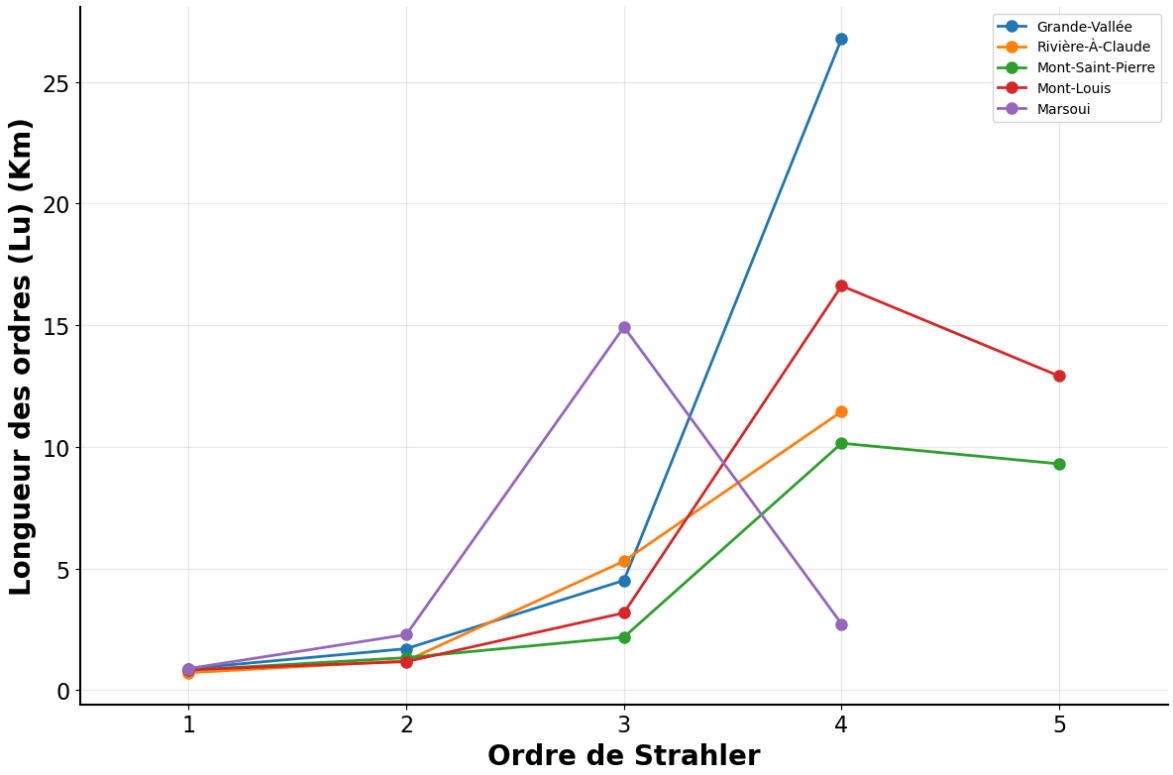


Figure 24 Longueur des ordres de Strahler pour chaque bassin versant

La longueur totale du réseau (*L_u_total*) représente le parcours total en kilomètre du réseau de drainage présent dans le bassin versant (Tableau 4). Mont-Louis avec 391 km de longueur de réseau affiche le plus long réseau de drainage. Grande-Vallée est le deuxième plus long avec 234 km de cours d'eau. Marsoui et Mont-Saint-Pierre ont respectivement 182 et 166 km et Rivière-à-Claude détient une longueur totale la plus basse avec 119 km de réseau.

Le ratio de longueur (R_L) (Tableau 8) est le rapport la longueur du réseau d'un ordre à celui le précédant. Dès qu'une diminution est perçue dans le ratio en passant d'un ordre plus bas à un ordre plus haut, on peut caractériser le bassin par de nombreux cours d'eau avec un patron complexe (Raja Shekar & Mathew, 2024). Grande-Vallée affiche des valeurs en augmentation passant de 0,36 à 1,19. Mont-Louis une augmentation ce produit entre l'ordre

I-II, II-III et III-IV. C'est une fois à l'ordre IV-V que le ratio diminue. Marsoui varie grandement passant de 0,31 à 1,40 et 0,006. Rivière-à-Claude varie aussi, mais l'écart est moins grand (0,47, 1,40 et 0,06). Mont-Saint-Pierre a deux valeurs identiques (0,34) dans les ordres plus bas suivis de 1,87 et 0,46.

Tableau 8

Ratio de longueur pour chaque ordre de Strahler

Ordre de Stahler (U)	Grande-Vallée	Mont-Louis	Marsoui	Rivière-À-Claude	Mont-Saint-Pierre
I – II	0,36	0,35	0,31	0,47	0,34
II – III	0,46	0,52	1,40	0,77	0,34
III – IV	1,19	0,81	0,06	0,54	1,87
IV - V		0,39			0,46

La longueur de ruissellement de surface (L_g) représente la longueur de parcours de l'écoulement en kilomètre avant d'atteindre le cours d'eau. « La plupart du temps, la moitié de la distance moyenne entre les chenaux est donc équivalant à environ la moitié de la densité de drainage (D_d) » (Horton, 1945). Dans notre cas (Tableau 4), il n'y a pas d'écart important entre les valeurs calculées. Les bassins de Marsoui (0,43), Mont-Saint-Pierre (0,42), Rivière-à-Claude (0,41), Mont-Louis (0,38) et Grande-Vallée (0,37) détiennent des longueurs de ruissellement presque identiques.

La fréquence de drainage (F_s) représente le nombre de cours d'eau par unité de surface. Pour les bassins versants la fréquence de drainage se situe entre 0,87 et 1,20 segment par km^2 (Tableau 4). On peut donc les associer à une faible fréquence de drainage (Tableau 9)

Tableau 9

Distribution des fréquences des cours d'eau par km^2 (Raja Shekar & Mathew, 2024)

Fréquence des réseaux	Nombre de cours d'eau par km^2
Très élevé	20 - 25
Élevé	15 - 20
Modérément élevé	10 - 15
Modéré	5 - 10
Faible	0 - 5

Le nombre d'infiltrations (I_f) est le produit entre la densité de drainage (D_d) et la fréquence de drainage (F_d) indique les caractéristiques d'infiltration dans le bassin versant. Un haut nombre équivaut à une faible infiltration et un plus grand écoulement de surface (Pareta & Pareta, 2011). Mont-Louis est le bassin avec le plus haut nombre d'infiltrations à 1,6. Grande-Vallée, Rivière-à-Claude et Mont-Saint-Pierre ont respectivement des nombres d'infiltrations de1,5, 1,41 et 1,27. Marsoui a le nombre le plus bas avec 1,01 (Tableau 4).

L'indice de sinuosité (I_s) permet de décrire le degré de courbure du chenal principal. En divisant la longueur du cours d'eau par celle de la vallée, on obtient un indice qui permet de catégoriser la rivière comme linéaire lorsque l'indice est en dessous de 1.1, sinueuse dès que l'indice est entre 1.1 et 1.5 ou à méandre si elle est au-delà de 1.5 (Charlton, 2010). Dans notre cas, les rivières sont toutes sinueuses sans différence apparente avec des indices se trouvant entre 1,2 et 1,3 (Tableau 4).

3.1.3 Indice de surface

Le facteur de forme (F_f) permet de décrire la forme du bassin versant. Généralement, les bassins ayant une valeur au-dessous de 0,75 sont parfaitement circulaires. La plus petite valeur indique un bassin plus allongé et moins circulaire (Pareta & Pareta, 2011). Respectivement Grande-Vallée, Mont-Louis, Marsoui, Rivière-à-Claude et Mont-Saint-

Pierre ont des facteurs de forme de 0,41, 0,36, 0,38, 0,37, 0,32 (Tableau 4). Bien qu'ils aient tous des facteurs indiquant des bassins plus allongés que circulaires, le bassin de Grande-Vallée est le moins allongé de tous les bassins à l'étude.

Le ratio d'élongation décrit la forme du bassin versant et l'impact sur la réponse hydrologique est similaire à celle du facteur de forme (Romshoo et al., 2012). Néanmoins, il est possible de classer les ratios obtenus (Tableau 10). Grande-Vallée est moins allongé (0,73) que les autres bassins versants, lesquelles se situent au-dessous de 0,7 (Tableau 4).

Tableau 10

Classification du ratio d'élongation (Raja Shekar & Mathew, 2024)

Forme	Classification
Allongé	< 0,7
Moins allongé	0,7-0,8
Ovale	0,8-8,9
Circulaire	>9

Le coefficient de compacité (Cc), souvent désigné sous le nom d'indice Gravelius par son auteur informe sur la circularité du bassin versant. Un coefficient de 1 présente des caractéristiques circulaires, mais s'il est plus grand il s'éloigne de cette forme et alors moins compact (Raja Shekar & Mathew, 2024). Les bassins étudiés ont des coefficients de compacité entre 1,65 et 1,48 (Tableau 4). Ceci indique des bassins de forme moins circulaires.

La texture de drainage (D_t) décrit la taille du matériel (Tableau 11) dans le système bassin versant (Raja Shekar & Mathew, 2024). Le Tableau 11 affiche les classifications liées à une certaine texture. En observant les valeurs (Tableau 4), les bassins affichent des textures grossières. Cependant, parmi les bassins on peut observer des écarts importants entre les valeurs. Mont-Louis détient une valeur de 3,74 et Mont-Saint-Pierre à une valeur de 2,14.

Tableau 11

Classification textures de drainage (Raja Shekar & Mathew, 2024)

Texture de drainage	Classification
Très fin	>8
Fin	6-8
Modéré	4-6
Grossier	2-4
Très grossier	<2

Le ratio de circularité (R_c) est utilisé pour décrire le rapport de l'aire du bassin à celui d'un cercle ayant le même périmètre (Pareta & Pareta, 2011). Dépendamment la longueur et la fréquence des cours d'eau, les valeurs se situent entre 0 et 1 (Raja Shekar & Mathew, 2024). Les bassins versants étudiés affichent un ratio entre 0,36 et 0,45 (Tableau 4).

La densité de drainage (D_d) est une quantification de la longueur totale du réseau dans une superficie, dans notre cas les bassins versants. Une forte densité indique des réseaux rapprochés et complexes dans le paysage. On peut associer la densité de drainage avec la texture du bassin (Tableau 12). Se trouvant entre 1,20 et 1,36, les bassins ont des réseaux moins développés. On peut les caractériser comme ayant une texture grossière.

Tableau 12

Texture des bassins basée sur la densité de drainage (Raja Shekar & Mathew, 2024)

Texture	Densité de drainage (km/km^2)
Très fin	>4,97
Fin	3,73-4,97
Modéré	2.49-3.73
Grossier	1.24-2.49
Très grossier	<1.24

3.1.4 Indice de relief

Le ratio de relief (Rr) correspond au relief total du bassin versant, soit la différence entre l'altitude maximale et minimale, rapportée à la longueur du bassin. Il s'exprime donc

comme un rapport entre le dénivelé et une distance horizontale. Cet indice permet de comparer le relief entre bassins versants indépendamment de leur taille ou de leur échelle topographique (Schumm, 1956). Rivière-à-Claude a le plus grand ratio (61,4). Suivi de Marsoui et Mont-Saint-Pierre avec respectivement 48,9 et 48,6. Mont-Louis (32,8) et Grande-Vallée (28,6) ont les valeurs plus basses.

La courbe hypsométrique (Figure 25) est une représentation de la proportion de la superficie du bassin versant à une élévation donnée. Les intégrales hypsométriques sont relativement similaires pour tous les bassins entre 0,49 et 0,52.

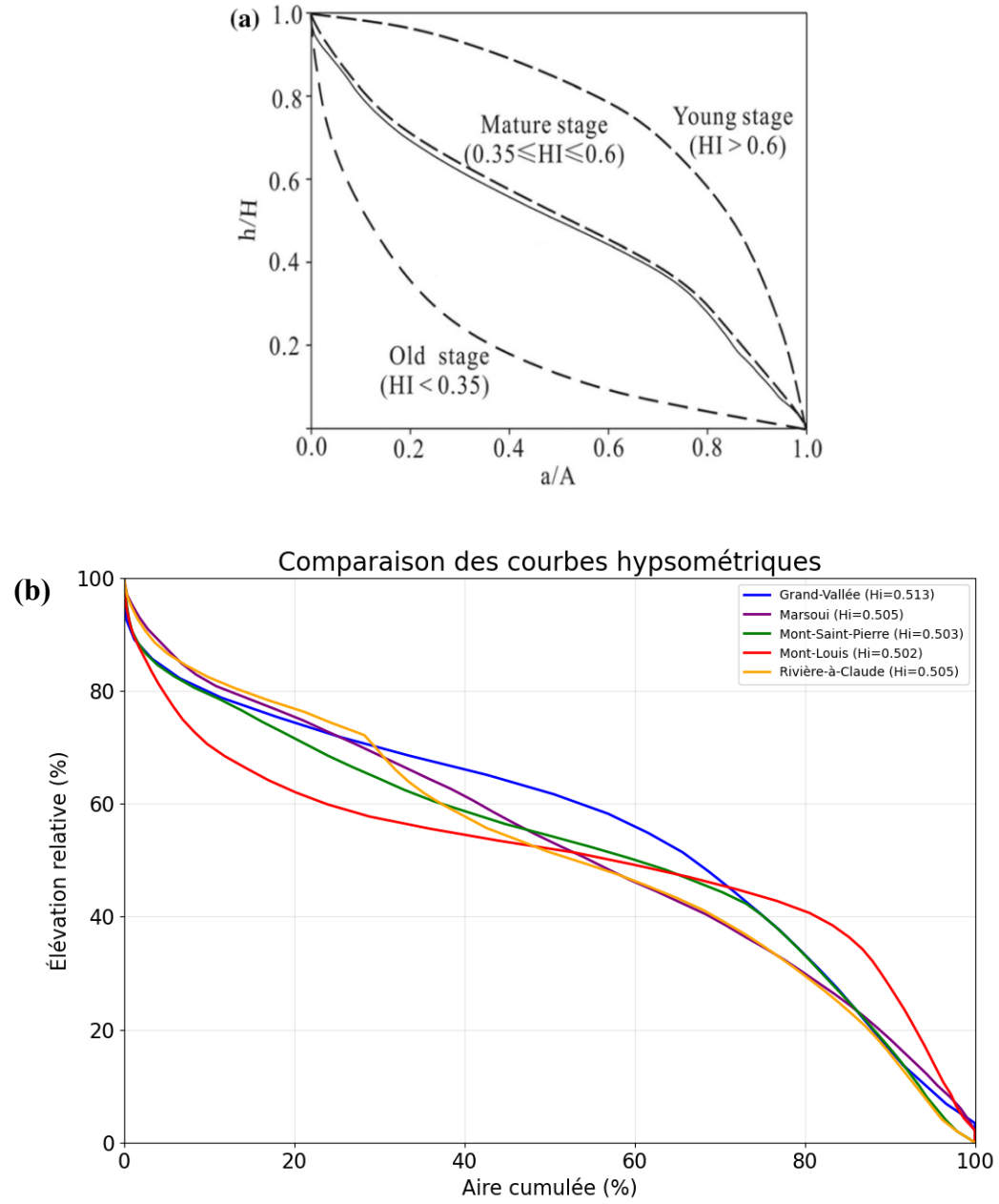


Figure 25 (a) Courbe hypsométrique théorique du développement des bassin versant; (b) Courbe hypsométrique des bassin versants avec l'intégrale hypsométrique

Les profils en long générés (Figure 26) sur les cours d'eau principaux des bassins versants permettent de calculer la pente de celle-ci. Le dénivelé en m/km indique une perte d'élévation

en mètre pour chaque 1 km parcouru. Les résultats indiqués dans le Tableau 4 montrent que le bassin avec le dénivelé le plus important est celui de Marsoui (13,6 m/km). Mont-Saint-Pierre est la deuxième pente la plus importante avec 10,2 m/km de dénivelé. Mont-Louis et Rivière-à-Claude ont des résultats plus ou moins similaires avec respectivement un dénivelé de 5,7 et 5 m/km. Grande-Vallée détient le plus fiable dénivelé de 3,4 m/km.

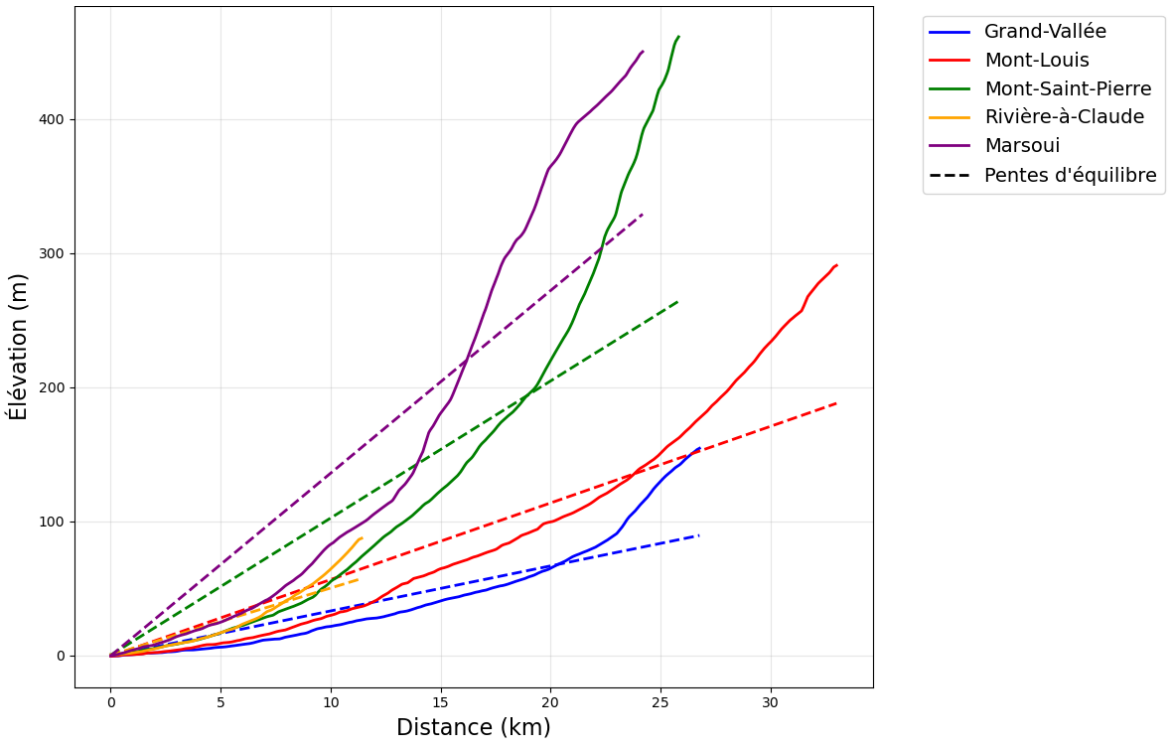


Figure 26 Comparaison normalisée des profils en long des bassins versant avec leur pente

La Figure 27 présente la distribution des types de dépôts de surfaces et le Tableau 13 montre leur ratio en pourcentage dans chaque bassin versant. Les dépôts de type roche mère présentant la roche en place (R) et le manteau résiduel (1) se trouvent généralement sur les plateaux et les zones de hautes élévations. Ce dépôt couvre la majorité de la surface de chaque bassin versant. Suivent ensuite les zones de colluvions (9) généralement sur les versants et représente le deuxième dépôt le plus important pour chaque bassin. Les dépôts organiques (8) n'ont pas de grande importance dans les bassins, mais Mont-Louis dédient le ratio le plus

important avec 2.3 % de sa superficie. Les dépôts glaciaires se trouvent vers l'exutoire et ne sont pas très présents excepté pour le bassin versant de Mont-Louis. Effectivement, les dépôts se trouvent entre autres en amont du bassin et couvrent jusqu'à 16,4 % de celui-ci. Les alluvions (7) se trouvent majoritairement en fond de vallée et couvrent aux alentours de 3-4% des bassins. La distribution des dépôts marins se concentre très près de l'exutoire excepté pour Grande-Vallée. Ce bassin comporte le plus grand ratio de dépôt marin et sa distribution s'étend plus loin en amont dans la vallée.

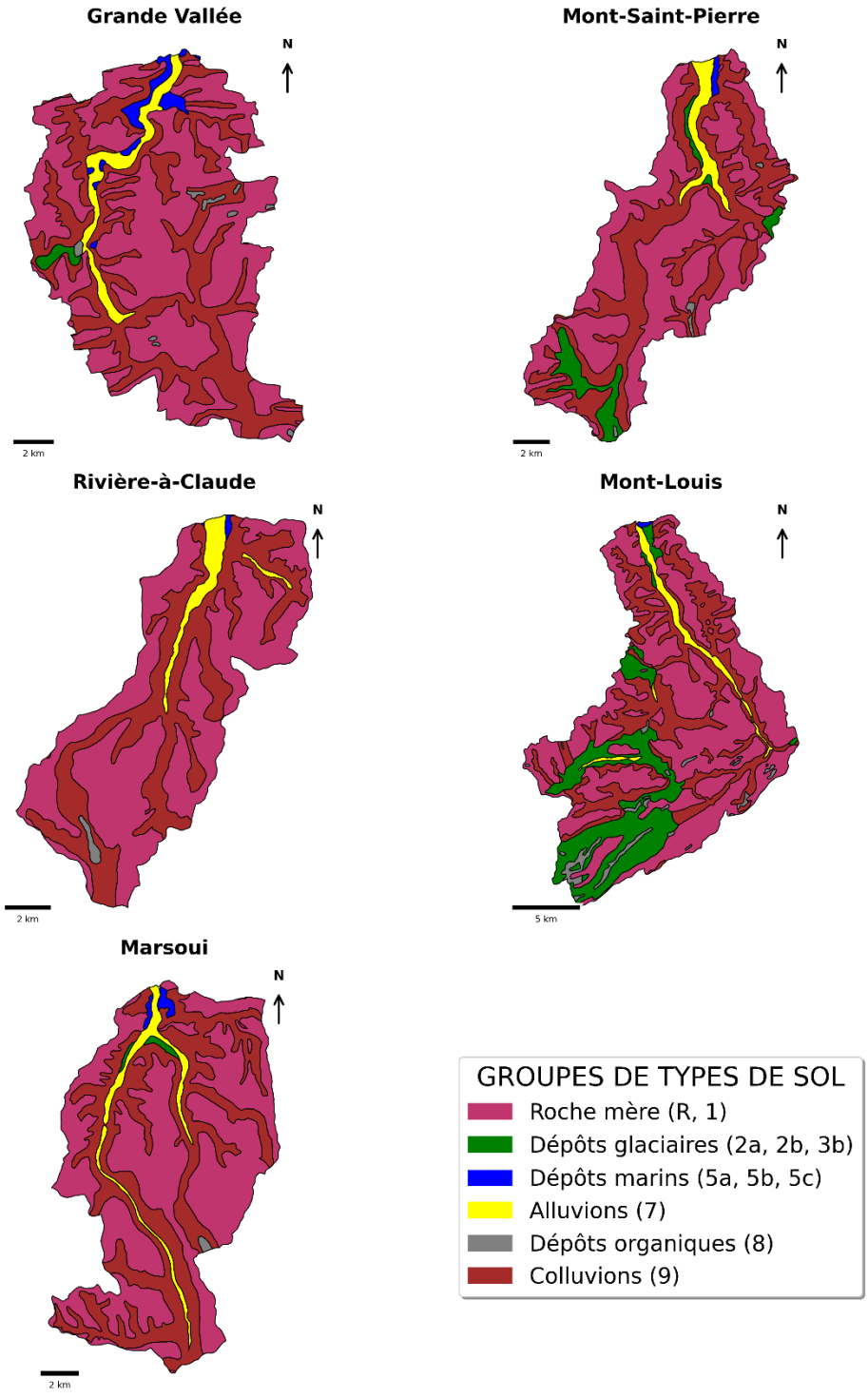


Figure 27 Type de dépôts de surface (Veillette et al 1993)

Tableau 13

Pourcentage des dépôts de surface par bassins versants

Bassins	Dépôts de surface									
	1	2a	2b	3b	5b	5c	7	8	9	R
Grande Vallée	54.9	0.0	0.8	0.0	2.0	0.1	4.4	0.7	35.4	1.7
Marsoui	47.4	0.0	0.0	0.5	0.0	0.7	4.0	0.2	37.7	9.3
Mont-Louis	46.0	6.8	8.9	0.7	0.0	0.1	2.9	2.3	26.6	5.8
Mont-Saint-Pierre	46.2	2.9	2.3	0.8	0.0	0.5	4.0	0.4	38.3	4.6
Rivière-à -Claude	51.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	4.3	0.6	36.5	7.3

Les valeurs d'AEC (Tableau 14) des bassins versants montrent que Mont-Louis a la plus grande valeur d'AEC (19,3 %). Ce bassin détient alors le plus grand ratio de perturbation forestière par rapport à sa superficie. Au contraire, Rivière-À-Claude détient un ratio beaucoup plus petit avec 5,5 % de perturbations de forestière sur son territoire.

Tableau 14

Pourcentage de l'aire équivalente de coupe (AEC)

Bassin versant	Dernière année disponible	AEC (%)
Grande-Vallée	2022	12,4
Marsoui	2021	14,7
Mont-Louis	2022	19,3
Mont-Saint-Pierre	2021	10,8
Rivière-À -Claude	2021	5,5

Le pourcentage de pixels au-delà du 75^{e} percentile du TWI (Tableau 15) représente les zones les plus humides des bassins versants se trouvant généralement dans la plaine alluviale. L'étendue des zones humides (Tableau 15) est la plus grande pour Grande-Vallée avec un ratio de 24,6 % par rapport à sa superficie suivi de près par Mont-Louis avec 24,1. Marsoui a le ratio le plus bas avec 16,5 %.

Tableau 15

Pourcentage de pixels au-delà du 75^{e} percentile du TWI

Bassin versant	TWI (%)
Grande-Vallée	24,6
Marsoui	16,5
Mont-Louis	24,1
Mont-Saint-Pierre	19
Rivière-À -Claude	18,6

Le ratio de superficie des lacs (Tableau 16) par rapport à celle des bassins versants montre que Mont-Louis à un ratio plus grand avec 19,3 %. Marsoui, Grande-Vallée et Mont-Siant-Pierre ont des écarts moins importants avec respectivement 14,7 12,3 et 10,8 % de ratio. Rivière-À-Claude a le plus petit ratio, seulement 5,5 % du bassin qui est occupé par des superficies de lacs.

Tableau 16

Ratio des lacs par rapport à la superficie des bassins versants

Bassin versant	Ratio de lacs (%)
Grande-Vallée	12,4
Marsoui	14,7
Mont-Louis	19,3
Mont-Saint-Pierre	10,8
Rivière-À -Claude	5,5

3.2 CARACTÉRISATION DE LA RÉPONSE HYDROLOGIQUE

3.2.1 Analyse de la séparation des hydrogrammes

Quatre méthodes de séparation des hydrogrammes ont été appliquées sur les séries temporelles de débits de 5 ans pour les cinq cours d'eau. Ces méthodes permettent d'obtenir des séries temporelles des écoulements de base (Qb). Pour examiner les différences entre les valeurs obtenues par chacune des méthodes, la figure 28 montre des courbes de fréquences cumulées générées par les quatre méthodes de séparations pour les cinq rivières. On remarque un faible écart entre les méthodes en dessous du 50^{e} percentile. Le bassin versant de la rivière Grande-Vallée confirme cette tendance, avec des valeurs similaires. Cette affirmation confirme que le débit de base contribue à la majorité de l'écoulement en période d'étiage, ce qui amène une faible variabilité entre les méthodes durant cette période. Le grand écart observé pour le bassin versant de de la rivière Marsoui provient du fait qu'il existe un grand nombre de données manquant en période d'étiage. La Figure 28 montre une rupture de pente entre le 70^{e} et 80^{e} percentile allant vers des proportions plus faibles des débits de bases plus élevés. L'écart observé au-delà de ces percentiles montre qu'il y a une plus grande variabilité entre les méthodes de séparations en période de recharge. Les méthodes de séparation Echkhardt et Chapman-Maxwell ont tendance à produire des débits de base plus faibles en général.

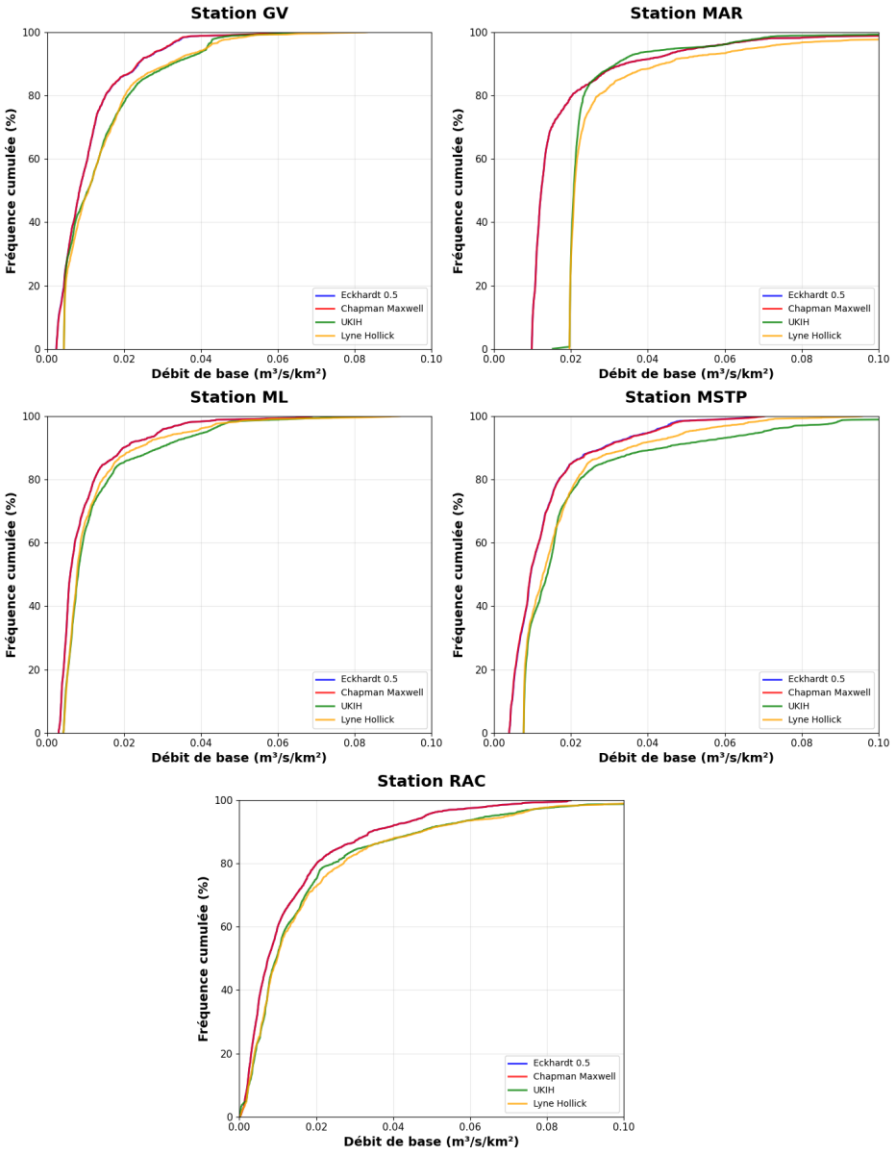


Figure 28 Courbe de fréquence cumulée des débits de base ($m^3/s/km^2$) ; Grande-Vallée : GV ; Marsoui : MAR ; Mont-Louis : ML ; Mont-Saint-Pierre : MSTP ; Rivière-à-Claude : RAC

Pour examiner les différences entre les valeurs obtenues par chacune des quatre méthodes, les figures 29 à 33 présentent les diagrammes de dispersions des valeurs de débit de base (Qb) estimées pour les cinq bassins versants. Le coefficient de corrélation et la pente

de la relation linéaire permettent d'exposer l'adéquation entre les méthodes. La corrélation souligne la concomitance dans la variabilité des débits de base, ainsi un coefficient de 1 indique que les débits de base fluctuent de manière concomitante pour les deux méthodes alors qu'un coefficient de 0 indique une complète inadéquation dans les fluctuations entre les deux méthodes (Schober et al., 2018). La pente, de son côté, informe sur l'adéquation des magnitudes entre les méthodes. Une pente de 1 souligne une bonne adéquation entre les magnitudes de débits estimés par les deux méthodes. Une pente plus grande que 1 souligne que la méthode en Y donne des débits de base plus élevés dans les valeurs élevées ou plus faibles dans les valeurs faibles que la méthode en X et, inversement, une pente plus petite que 1 indique que la méthode Y donne des débits de base plus élevées dans les valeurs faibles ou plus faibles dans les valeurs élevés que la méthode en X. Dans le cas des méthodes Eckhardt et de Chapman-Maxwell, une forte corrélation existe pour toutes les données des cinq rivières. Effectivement, le coefficient de Pearson de 1 indique que les valeurs de débit de base sont pratiquement identiques pour les deux méthodes. Pour toutes les rivières, une forte adéquation existe entre la méthode Lyne-Hollick et Exkhardt/Chapman-Maxwell. Les corrélations varient entre 0,965 et 0,985, alors que les pentes varient entre 1,83 et 1,35. L'adéquation de la méthode UKIH avec les trois autres méthodes est toujours plus faible, avec des valeurs entre 0,724 et 0,887 et des pentes entre 0,37 et 1,55. Finalement, les adéquations entre méthodes pour les valeurs de débits de base pour la rivière Marsoui sont globalement plus faibles (0,533 et 0,561) que pour les quatre autres rivières.

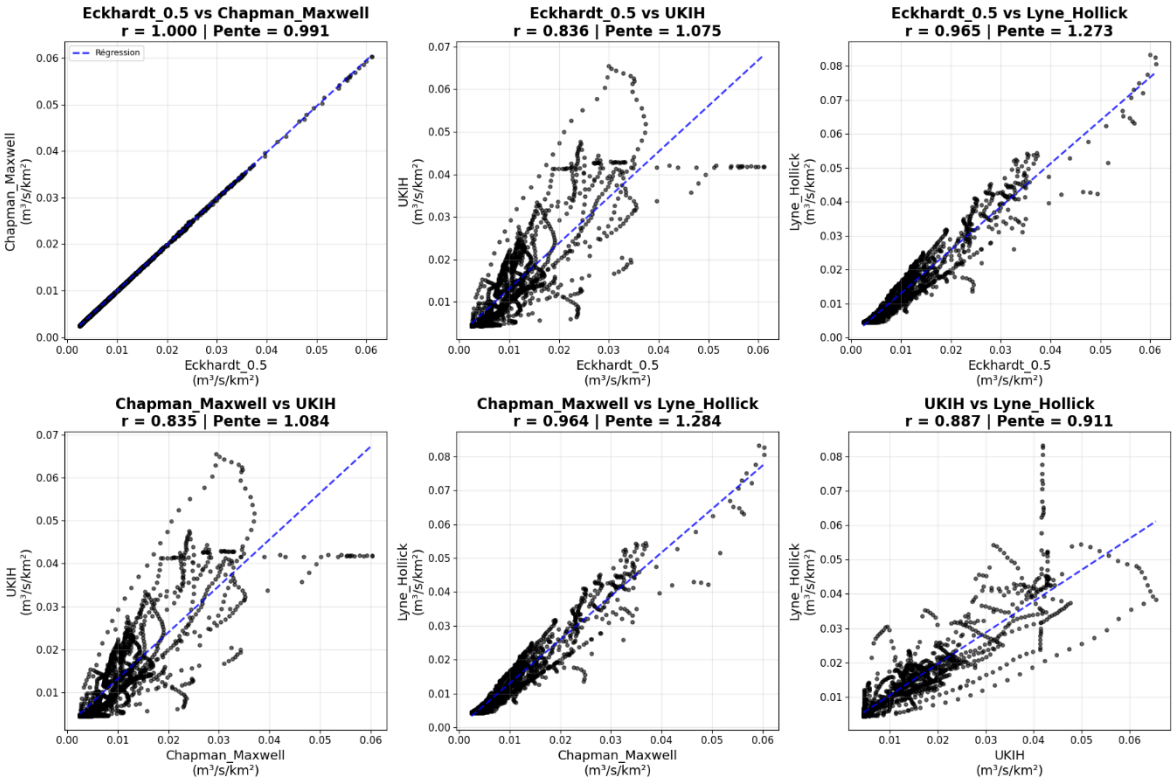


Figure 29 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Grande-Vallée

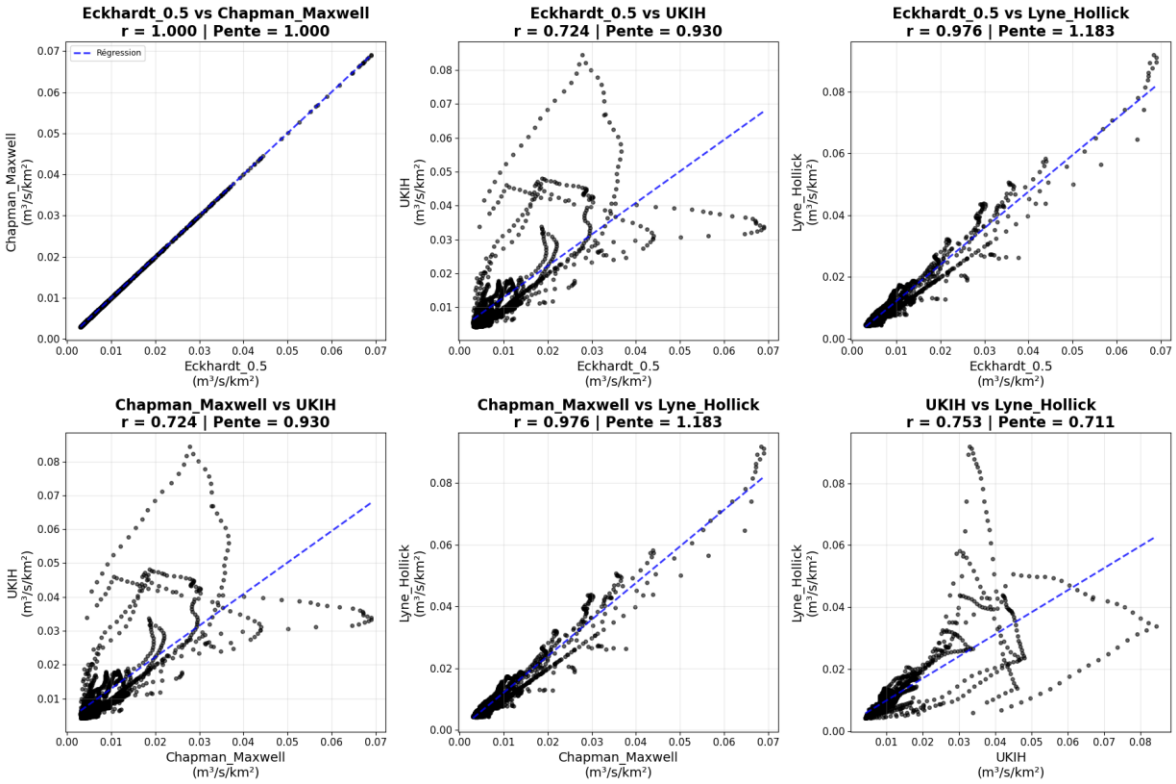


Figure 30 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Mont-Louis

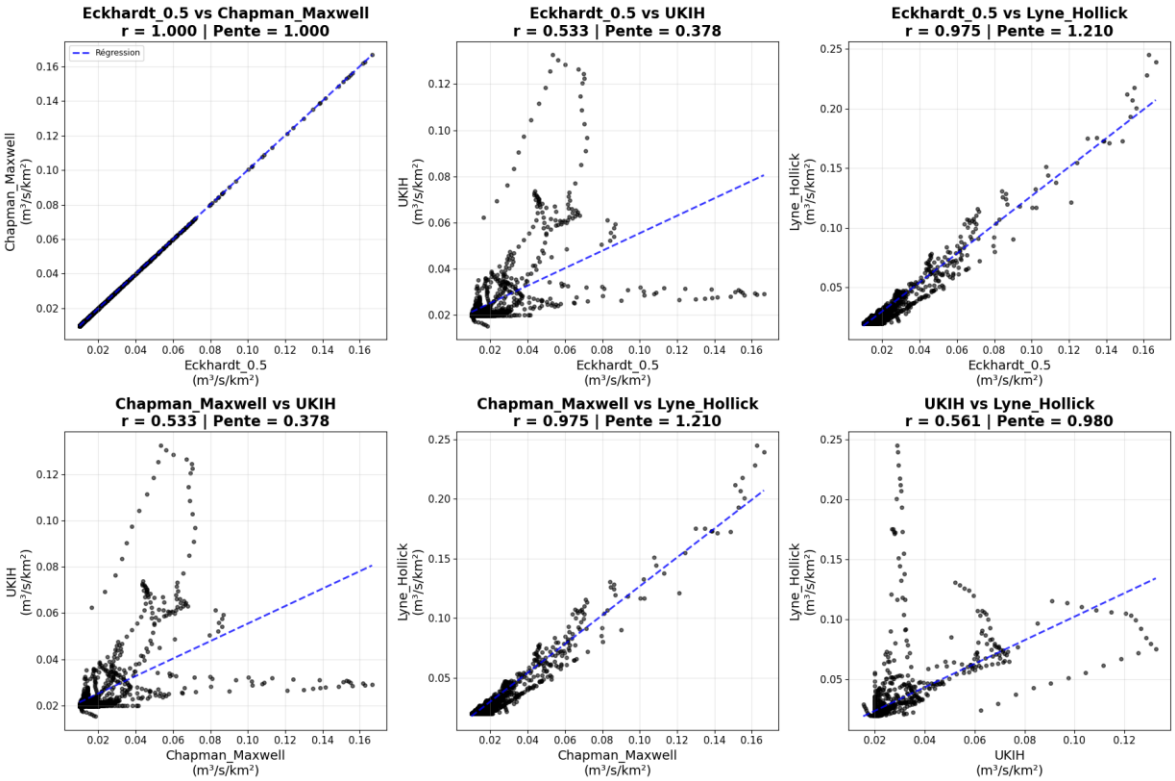


Figure 31 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Marsoui

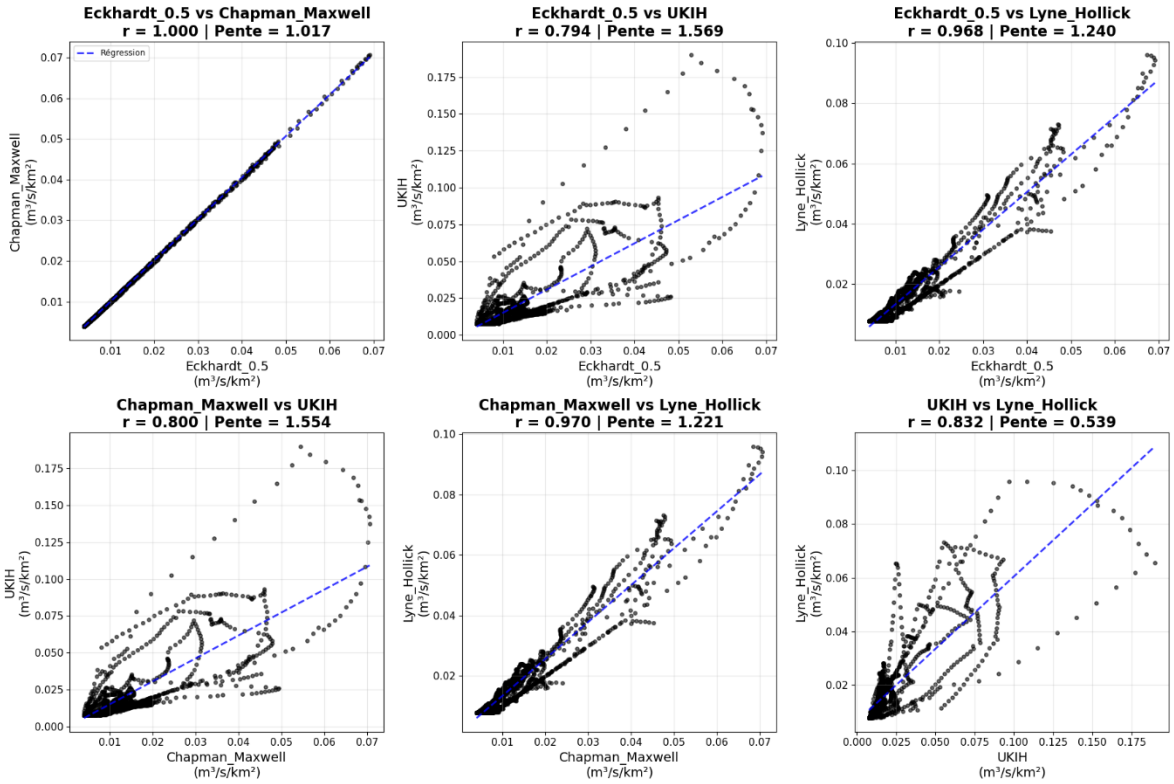


Figure 32 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Mont-Saint-Pierre

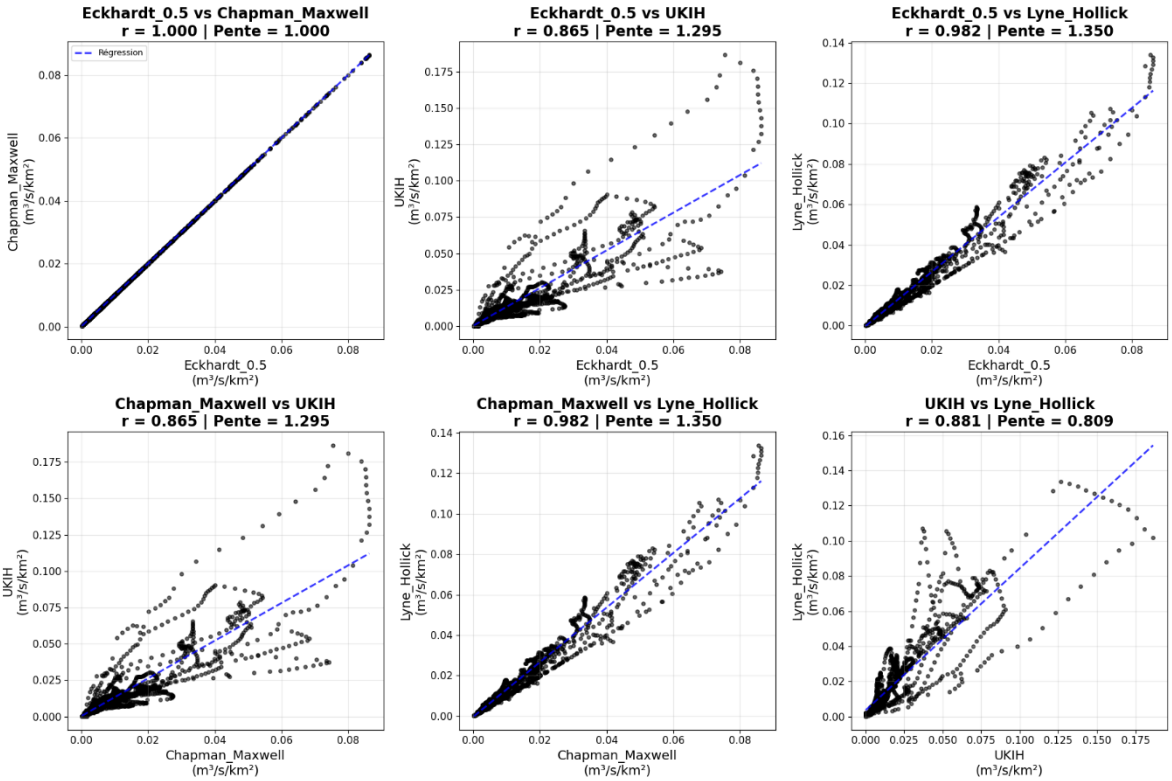


Figure 33 Corrélations linéaires entre les valeurs de débits de bases estimées à l'aide des 4 méthodes séparation de la rivière Rivière-à-Claude

Les résultats des figures précédentes suggèrent que les méthodes produisent une variété de données avec des magnitudes qui peuvent être en concomitance ou en inadéquation. La figure 34 permet d'observer les patrons saisonniers dans la contribution des eaux souterraines dans l'écoulement des rivières par le biais de l'indice de débit de base (BFI). Tout d'abord, les valeurs élevées des BFI montrent que les bassins ont un apport important de débit provenant des eaux souterraines tout au long de l'année, mais que cet apport fluctue fortement selon les méthodes et selon les saisons, et moindrement selon les bassins.

À travers les quatre méthodes de séparation, on observe des différences dans la fluctuation des valeurs de BFI. En ce qui concerne la diminution des BFI, elle se produit plus tôt pour les méthodes de Eckhardt et Chapman-Maxwell. Un élément intéressant s'explique par la

nature de l'algorithme. Ces deux méthodes montrent un détachement du débit de base un peu avant l'augmentation du débit, autant au printemps qu'à l'automne (ANNEXE I). L'écart produit par la séparation génère donc une diminution plus hâtive du BFI. Entre février et mai, elles ont aussi tendance à ne pas être affectées par les pics de crue lorsque le volume de débit total est grand. Dans ce sens, le signal généré par la fonte des neiges camoufle celui des pics de crue et l'effet sur les méthodes Eckhardt et Chapman-Maxwell est quasi nul et augmente l'écart entre le débit de base et le débit de rapide. Ceci explique la différence des valeurs de BFI plus faibles observée dans la figure 28.

La méthode Lyne-Hollick suit aussi cette tendance d'être peu affectée par les pics de crue en période de fonte. Elle produit toutefois une séparation plus près de l'augmentation de débit total, pouvant expliquer une diminution retardée par rapport aux deux autres décrits plus haut. La méthode UKIH, quant à elle, produit une fluctuation du BFI moins importante en période de fonte. En se basant strictement sur les minimums aux cinq jours des hydrogrammes, la séparation suit généralement les pics de crue. Contrairement aux trois autres méthodes, celle-ci perçoit ce signal se traduisant par une faible fluctuation des valeurs de BFI au printemps. Cependant, en se tournant vers les mois de septembre à novembre, les valeurs de débit total généralement basses affichent des crues soudaines. Il se produit alors une fluctuation du BFI de la méthode UKIH. Encore une fois, la séparation suivant les minimums trace une ligne droite d'une part à l'autre de la crue, augmentant l'écart entre le débit de base et le débit rapide. Durant cette période, on voit aussi que les méthodes Lyne-Hollick tendent à produire les mêmes valeurs de BFI que la méthode UKIH dans certains bassins versants. De manière saisonnière, l'observation des fluctuations hebdomadaires confirme le rôle des saisons sur les fluctuations. On différencie rapidement les périodes de crues associées à la fonte des neiges des périodes d'étiages. Au printemps, le changement de fluctuation est atténué par un apport important et continue de la fonte des neiges. Le changement est donc constant et plus ou moins stable. L'apport important en eau de surface diminue grandement les valeurs de BFI. À l'arrivée de l'été, en période de tarissement, lorsque les crues printanières ont terminé, le débit de base est omniprésent, ce qui génère des BFI se rapprochant de 1. Cette période d'étiage dépend quasi entièrement de l'exfiltration des eaux souterraines en l'absence de pluie.

L'automne montre des fluctuations plus saccadées. La figure 34 montre une courbe plus horizontale de ce qu'on observe au printemps. Cette période marquée par des épisodes de pluie peut augmenter le débit de total sans toutefois générer de l'infiltration permettant la production d'un débit de base. De plus, les pics que l'on observe montrent l'apparition de ces précipitations automnales et une augmentation soudaine du BFI affiche la fin de l'apport en écoulement de surface généré par les précipitations. Ces observations montrent que les précipitations diminuent la contribution relative du débit de base et donc le BFI (Mao et al., 2024).

En se concentrant sur les bassins versants, on peut aussi observer des divergences dans les résultats générés par les méthodes. Entre février et mai, les fluctuations du bassin de Grande-Vallée sont beaucoup plus variables que les autres bassins versants (ANNEXE I). Ce constat s'explique par le fait que le nombre de pics de crue semble être plus important dans ce bassin. Dans le cas de Mont-Louis, Mont-Saint-Pierre et de Rivière-À-Claude, les tendances sont semblables et plus stables. À l'automne, les bassins de Grande-Vallée et de Rivière-À-Claude montrent plus de changements de fluctuation des BFI que les trois autres bassins versants. Ces bassins sont alors plus sensibles aux précipitations automnales. En ce qui concerne les données présentées pour la Rivière Marsoui, elles ne semblent pas suivre les mêmes comportements que les autres rivières. Ceci est dû au manque de données pour les périodes estivales et à l'application des algorithmes de séparation sur les données générées par interpolation linéaire.

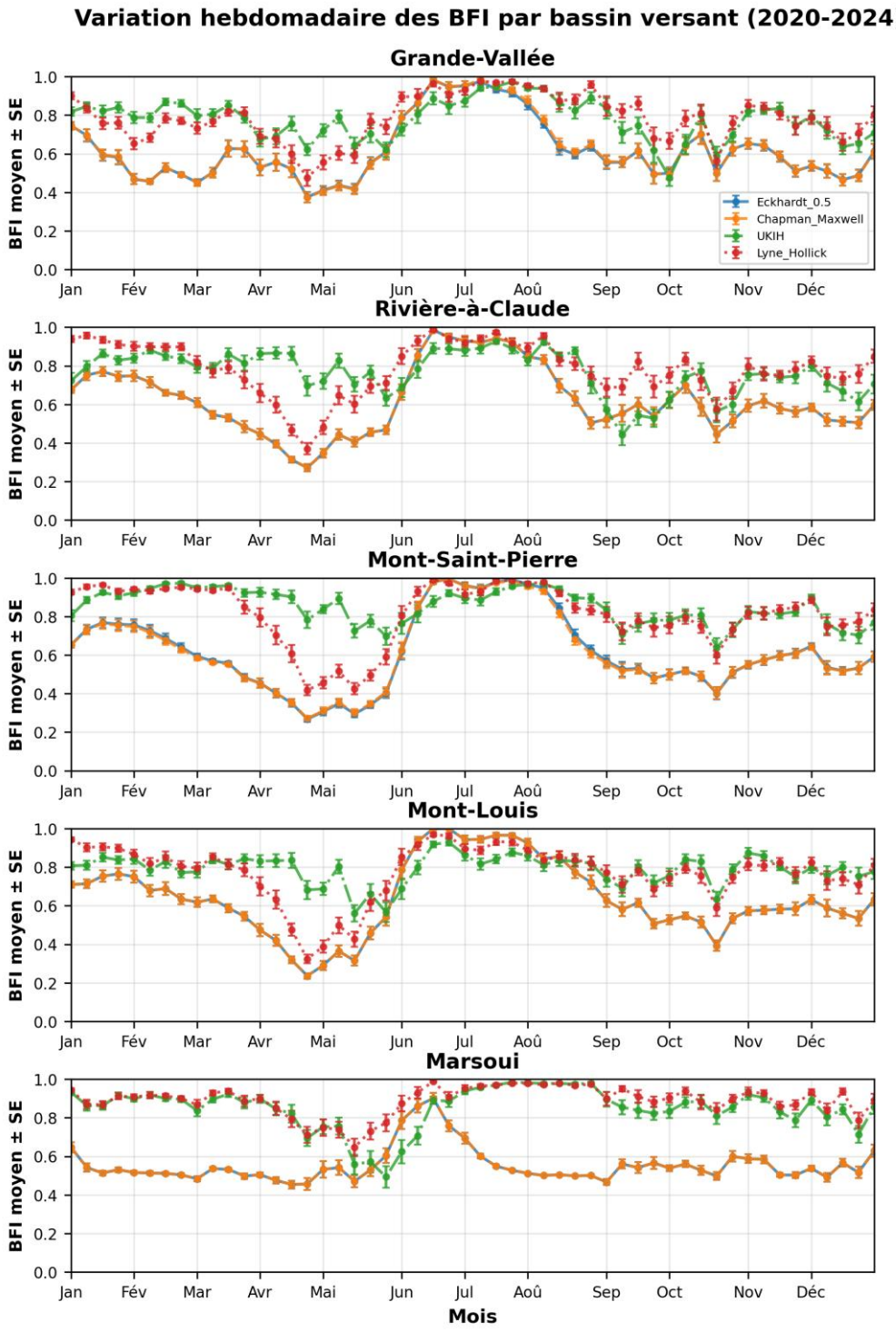


Figure 34 Série temporel hebdomadaire des indices de débit de base (BFI) avec l'erreur type

3.2.2 Analyse des signatures hydrologiques

La caractérisation de la réponse hydrologique repose sur l'analyse des signatures hydrologiques. Dans cette étude, six variables ont été retenues : la pente de la courbe fréquence-magnitude (FDC), le nombre de pics au-delà d'un seuil, la durée d'ascension, la fréquence des débits élevés, l'indice de débit de base (BFI) et la constante de tarissement. Ces indicateurs permettent de décrire la magnitude, la fréquence, la dynamique temporelle et les processus de récession des écoulements. Cette utilisation présente les convergences et divergences dans la réponse hydrologique des bassins versants.

Le tableau 17 présente les résultats des signatures hydrologiques pour les cinq bassins versants. Aux six variables initialement retenues s'ajoutent le débit spécifique (Q) moyen et médian, afin de mieux comparer la magnitude des bassins versants. De plus, la pente de la courbe fréquence-magnitude a été calculée à la fois pour le débit total (Q total) et pour les débits issus de la séparation de l'écoulement, ce qui augmente le nombre total de variables analysées.

Concernant le BFI, l'analyse des quatre méthodes de séparation a révélé certaines divergences. Pour la suite de l'étude, seules les méthodes d'Eckhardt, Chapman-Maxwell et Lyne-Hollick ont été retenues, et le BFI a été exprimé sous forme médiane à partir de ces trois approches. Ainsi, bien que six signatures hydrologiques aient été initialement considérées, l'ajout de variables complémentaires et le traitement différencié de certaines d'entre elles expliquent la présence de neuf variables dans le tableau.

Tableau 17

Tableau des résultats des signatures hydrologiques

Signatures hydrologiques	Grande-Vallée	Rivière-à-Claude	Mont-Saint-Pierre	Mont-Louis	Marsoui
Q moy (m3/s/km2)	0,014	0,021	0,022	0,014	0,026
Q méd (m3/s/km2)	0,007	0,012	0,017	0,010	0,021
Fréq. débit élevé (j/an)	1,77	1,38	0,00	0,39	0,40
Densité d'ascension	0,38	0,38	0,33	0,23	0,39
Pics/an	5,9	4,1	1,8	2,4	1, 8
Coefficient k	0,968	0,959	0,976	0,978	0,942
BFI Médiane	0,60	0,63	0,71	0,72	0,69
Pente FDC Q Total	2,95	3,14	2,15	1,68	0,63
Pente FDC (Méthodes)	2,26	2,54	1,68	1,47	0,51

La pente provenant de la courbe de fréquence-magnitude (FDC) affiche des valeurs élevées pour Rivière-à-Claude et Grande-Vallée autant pour les débits totaux (3,14 et 2,95) que pour les débits de base (2,52 et 2,26). Ces valeurs montrent une pente plus forte que l'on associe une variabilité élevée entre les faibles et forts débits. Au contraire, Mont-Saint-Pierre et Mont-Louis ont des valeurs plus faibles (2,15/1,68 et 1,68/ 1,47) indiquant une réponse plus atténuée liée à une pente plus douce. Marsoui est le bassin avec les valeurs de pente la plus faible (0,63 et 0,51).

3.3 RÔLE DES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES SUR LES RÉPONSES HYDROLOGIQUES À L'AIDE D'ANALYSE PAR COMPOSANTE PRINCIPALE (ACP)

Les résultats obtenus ont permis de caractériser les variables physiques des bassins versants et de caractériser les composantes rapide et lente de la réponse hydrologique. Ces caractérisations ont permis de dégager des différences et des similitudes entre les cinq bassins versants. La section suivante examine la relation potentielle entre les réponses hydrologiques et les variables physiques, afin de cerner les facteurs qui influencent autant la réponse rapide que la réponse lente. Pour ce faire, l'analyse par composante principale (ACP) sert à réduire

le nombre de variables clefs tout en positionnant les variables de la réponse hydrologique et physique dans un même espace (Rodionova et al., 2021). En normalisant les données, on peut obtenir une meilleure comparaison de l'implication des processus hydrologiques (Blöschl, 2001). Les variables sont représentées par des flèches et les bassins par des points : un bassin situé dans la direction d'une flèche tend à présenter des valeurs élevées de la variable correspondante.

Dans la Figure 35, les flèches correspondent aux charges remises à l'échelle des coordonnées des bassins afin de superposer les deux informations dans un même graphique. C'est donc l'orientation de chaque flèche qui est interprétable, et non sa longueur le long des axes. Cette utilisation de l'ACP permet une catégorisation des comportements des bassins versants. Par exemple, ici, on peut différencier Grande-Vallée et Rivière-à-Claude. Ces bassins ont des valeurs plus élevées de paramètres liés à des fréquences plus élevées. De plus, cette analyse a permis de conserver les variables pouvant expliquer le plus la variance, on passe ainsi de 32 à 20 variables (Figure 35).

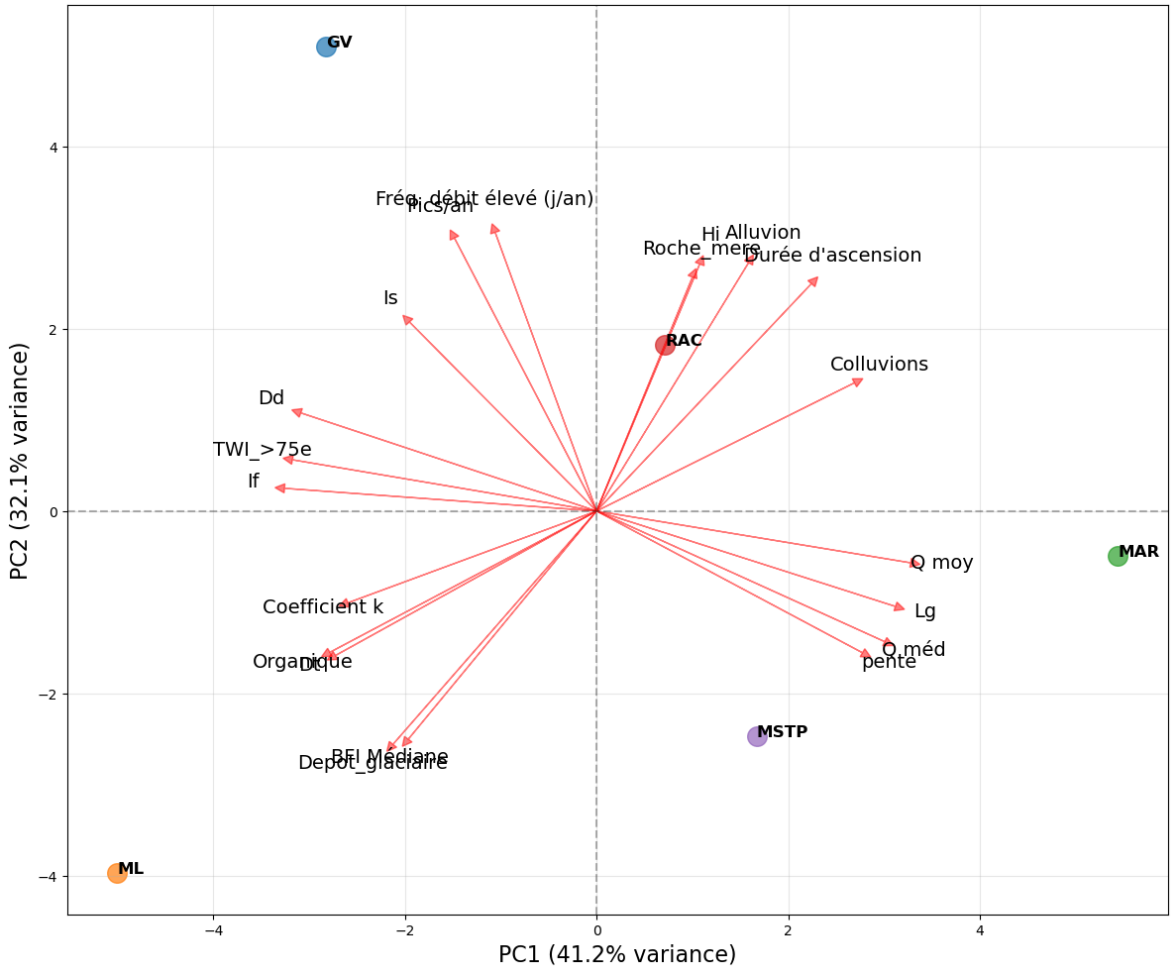


Figure 35 Matrice de chargement de l'analyse par composantes principales avec les variables de morphométriques et de signatures hydrologiques combinées

Le tableau 18 montre les valeurs de chargement que reçoit les variables. Comprise entre -1 et 1 sur chacune des composantes : une valeur proche de ±1 indique que la variable est fortement structurée par cet axe, et le signe en donne le sens. Deux variables dont les charges sont de même signe sur un axe varient dans le même sens, tandis que des signes opposés traduisent une relation inverse. L'ACP poursuit ici un double objectif : réduire le grand nombre de variables physiques et hydrologiques à quelques axes synthétiques, et projeter ces

variables et les cinq bassins dans un même espace afin de repérer les attributs physiques qui covarient avec la réponse hydrologique. Chaque variable reçoit une charge (loading) comprise entre -1 et 1 sur chacune des composantes : une valeur proche de ±1 indique que la variable est fortement structurée par cet axe, et le signe en donne le sens. Deux variables dont les charges sont de même signe sur un axe varient dans le même sens, tandis que des signes opposés traduisent une relation inverse. Sur le biplot (Figure 35), les variables sont représentées par des flèches et les bassins par des points : un bassin situé dans la direction d'une flèche tend à présenter des valeurs élevées de la variable correspondante.

Dans la Figure 35, les flèches correspondent aux charges remises à l'échelle des coordonnées des bassins afin de superposer les deux informations dans un même graphique. C'est donc l'orientation de chaque flèche qui est interprétable, et non sa longueur le long des axes ; les valeurs exactes des charges sont données au Tableau 18.

L'ACP montre que la première composante (PC1) et la deuxième (PC2) expliquent à elles seules 73,3 % de la variance. La PC1 affiche une très forte corrélation (> 0,9) pour les paramètres de densité de drainage (Dd), nombre d'infiltrations (If), textures de drainage (Dt), d'indice d'humidité (TWI_75e), de longueur du ruissellement de surface (Lg), de débits médians et moyens. Les corrélations fortes (0,7-0,89) sont associées aux fréquences de drainage (Fs), de pente et de colluvion. Finalement, une corrélation modérée (0,5-0,69) est liée aux indices de sinuosité (Is) et l'indice de débit de base (BFI) médian.

La PC2 a pour elle, de très fortes corrélations (> 0,9) avec les fréquences de jours avec un débit élevé (j/an). Elle détient de fortes corrélations (0,7-0,89) associées aux facteurs de formes (Ff), aux ratios d'élongations (Re), indices hypsométriques (Hi), roche mère, alluvions, les dépôts marins anciens et les dépôts glaciaires, ainsi que les durées d'ascensions, les nombres de pics par an. Cette PC a des corrélations modérées (0,5-0,69) avec les ratios de bifurcations (Rb), les indices de sinuosité (Is), les textures de drainage, les facteurs de forme (Ff), ratio d'élongation, les dépôts organiques et les pentes FDC.

Tableau 18

Tableau des valeurs de chargement de l'analyse par composante principale avec les variables de morphométriques et de signatures hydrologiques combinées

Catégories	Variable	PC1	PC2
Morphométrique			
Paramètres de surface	Densité de drainage (Dd)	**-0,92**	0,32
	Fréquence de drainage (Fs)	**-0,87**	-0,06
	Nombre d'infiltration (If)	**-0,97**	0,07
	Texture de drainage (Dt)	**-0,97**	0,07
	Ratio de circularité (Rc)	0,42	-0,28
	Coefficient de compacité (Kc)	-0,40	0,30
	Facteur de forme (Ff)	-0,20	**0,78**
	Longueur du ruissellement de surface (Lg)	**0,93**	-0,31
	Ratio d'élongation (Re)	-0,20	**0,77**
Paramètres linéaire	Ratio de bifurcation moyen	0,07	0,61
	Indice de sinuosité (Is)	-0,58	**0,62**
Paramètres de relief	Ratio de relief (Rr)	**0,68**	-0,08
	Pente (m/km)	**0,83**	-0,46
	Indice hypsométrique (Hi)	0,32	**0,81**
Physiographique	Roche mère (%)	0,30	**0,76**
	Colluvions (%)	**0,80**	0,42
	Alluvions (%)	0,47	**0,81**
	Dépôts organiques (%)	**-0,68**	0,67
	Dépôts marins anciens (%)	-0,13	**0,79**

	Dépôts glaciaires (%)	-0,63	**-0,76**
	Aire équivalente de coupe (AEC) (%)	-0,41	-0,49
	Indice d'humidité (TWI_75e)	**-0,95**	0,17
	Ratio de lac	-0,29	-0,33
Signatures hydrologique	BFI Médiane	-0,59	**-0,75**
	Coefficient k	**-0,77**	-0,30
	Durée d'ascension	0,67	**0,74**
	Fréq, débit élevé (j/an)	-0,32	**0,91**
	Pente FDC Médiane (méthodes)	-0,49	0,52
	Pente FDC Q Total	-0,45	0,58
	Pics/an	-0,44	**0,89**
	Débit moyen (Q moy)	**0,98**	-0,17
	Débit médian (Q méd)	**0,90**	-0,43
	Valeur Propre	16,49	12,84
	Variance Expliquée (%)	41,21	32,1
	Variance Cumulative (%)	41,21	73,31

Des corrélations de Pearson ont été calculées entre la proportion des types de dépôts de surface et deux signatures hydrologiques, le BFI médian (Figure 36) et la durée d'ascension (Figure 37). Les dépôts marins, la roche-mère et les alluvions sont corrélés négativement au BFI médian et positivement à la durée d'ascension, alors que les dépôts glaciaires présentent la tendance inverse.

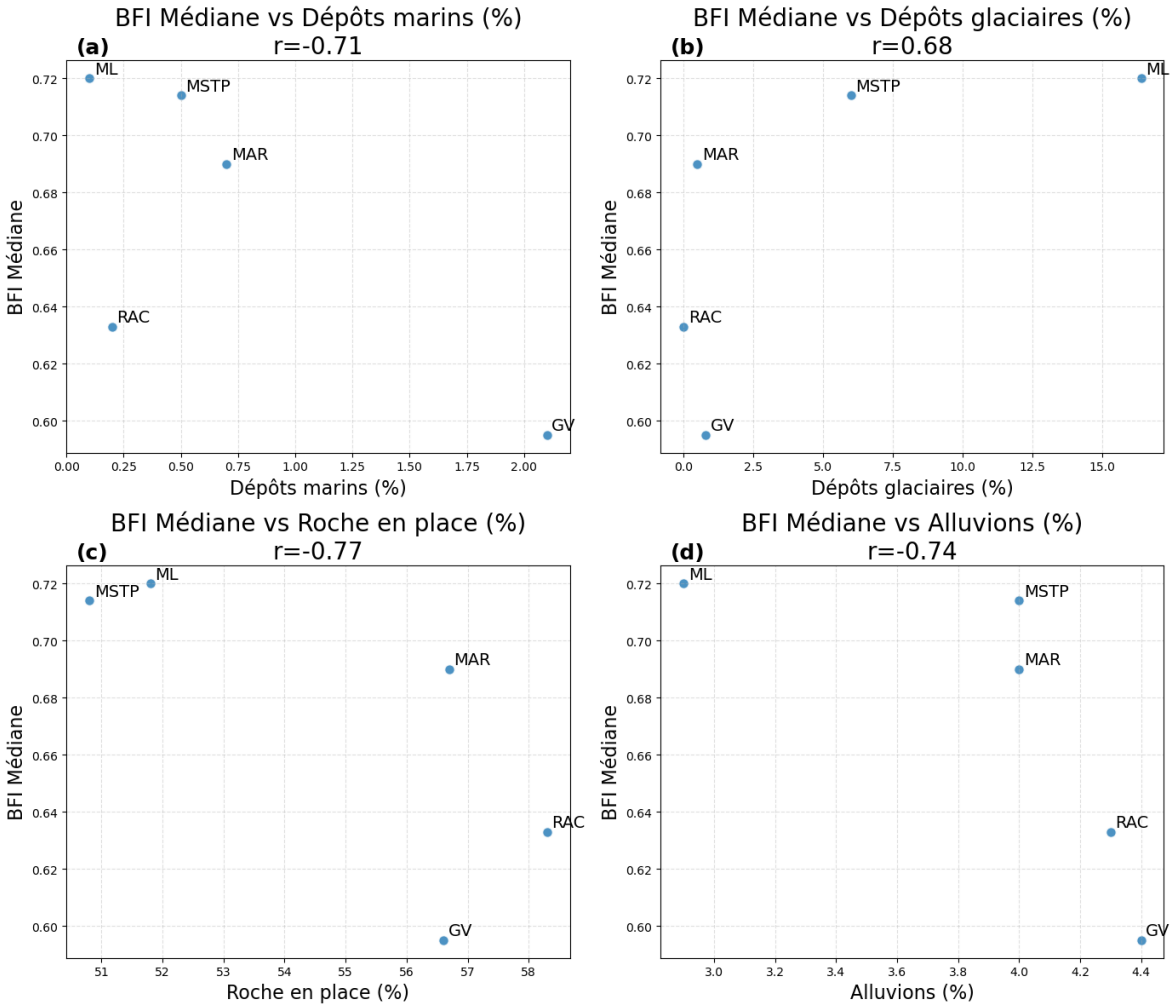


Figure 36 Corrélations de Pearson entre a) Dépôts marins (%) vs BFI Médian b) Dépôts glaciaires (%) vs BFi Médian c) Roche-mère (%) vs BFI Médian et d) Alluvions (%) vs BFI Médian

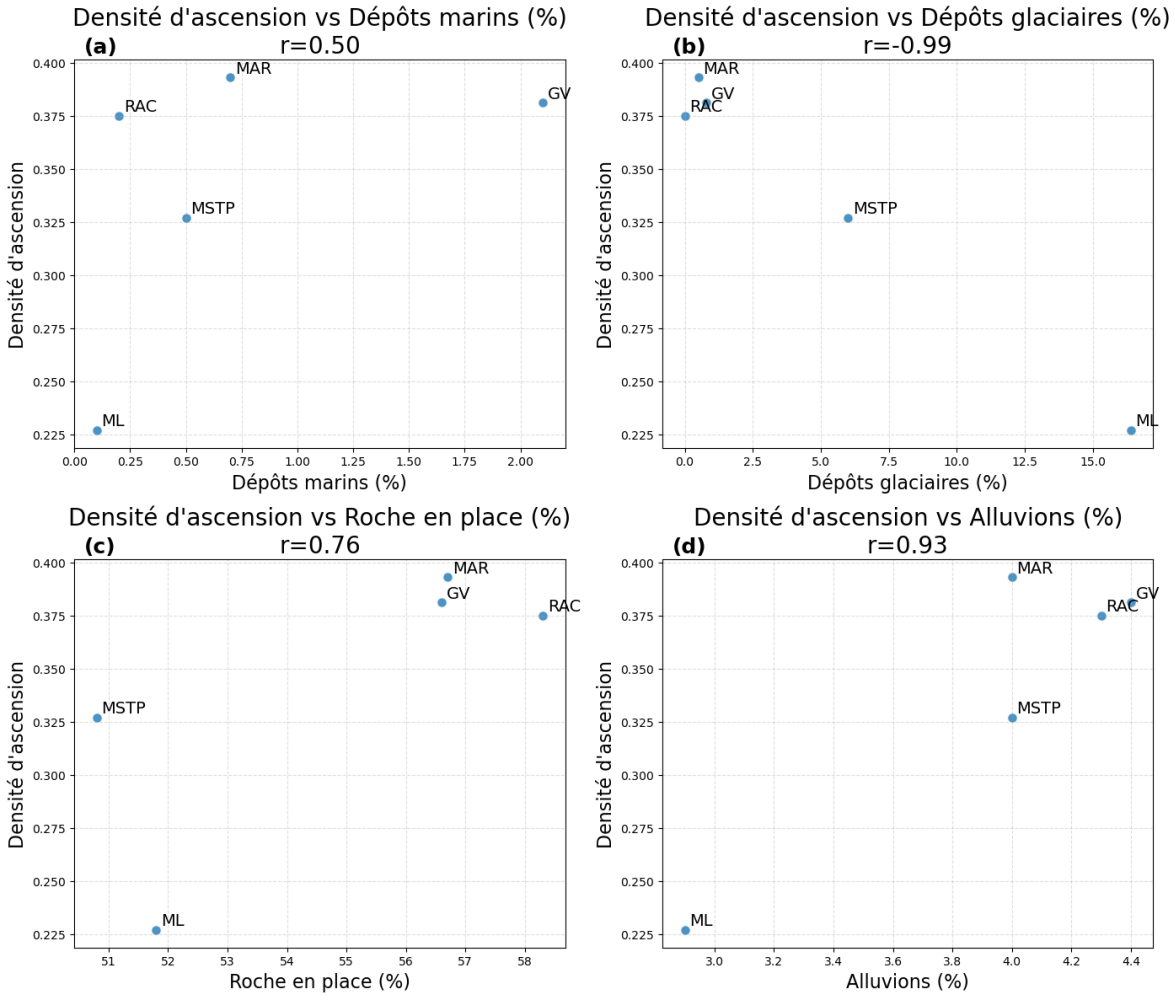


Figure 37 Corrélations de Pearson entre a) Dépôts marins (%) vs Durée d'ascension b) Dépôts glaciaires (%) vs Durée d'ascension c) Roche-mère (%) vs Durée d'ascension et d) Alluvions (%) vs Durée d'ascension

Le Tableau 19 montre les comparatifs des K-means afin de déterminer le nombre de catégories adéquates. Un K-means de 2 semble le meilleur choix puisqu'il s'agit de la catégorie avec la plus grande inertie de 87,76 et une silhouettes de 0,165. La classification établie par les deux catégories basées la distribution des bassins versants dans l'analyse en composante principale (Figure 38) montre que la première catégorie est composée de

Grande-Vallée, Rivière-à-Claude, Mont-Saint-Pierre et Marsoui. La deuxième catégorie ne détient que Mont-Louis.

Tableau 19

Tableau comparatif des indicateurs K-Means : inertie, distorsion, silhouette

K	Inertie (total)	Distorsion par échantillon	Silhouette
2	**87,765**	**17,553066**	**0,165**
3	41,319	8,26	0,109
4	9,773	1,95	0,121

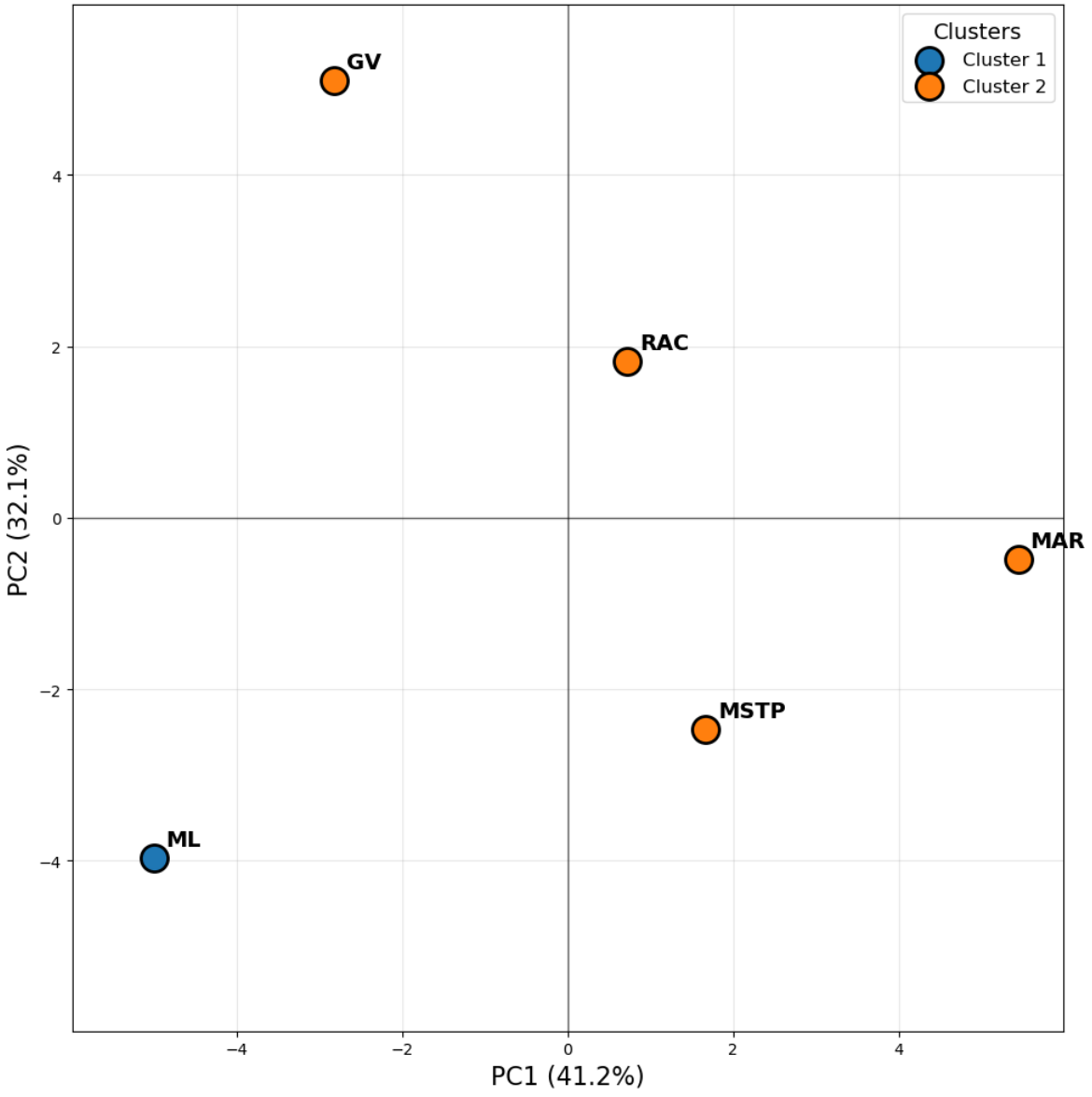


Figure 38 Classification des sites par K-Means (k=2) sur les deux premiers axes de l'ACP

CHAPITRE 4
DISCUSSION

La discussion comporte trois parties. La première discutera plus en profondeur du rôle de la morphométrie sur la réponse hydrologique. La deuxième portera sur l'utilité de ces comparaisons entre les bassins, des précisions et des recommandations sur les méthodes utilisées. Pour terminer, la troisième partie soulignera l'importance de comprendre les réponses hydrologiques dans un contexte de gestion.

4.1 LE RÔLE DES COMPOSANTES PHYSIQUES SUR LA RÉPONSE RAPIDE ET LENTE DANS L'HYDROGRAMME

On définit le temps nécessaire à l'eau pour atteindre l'exutoire d'un bassin versant comme le temps de voyagement (Knapp et al., 2024). Ce concept se différencie du temps de réponse hydrologique, qui correspond au délai entre une précipitation et l'apparition d'un signal dans l'hydrogramme. Bien que distincts, ces deux concepts s'inscrivent dans une même logique d'analyse de la réponse hydrologique. L'analyse de la réactivité des bassins versants, c'est-à-dire la rapidité de variation du débit en réponse aux précipitations (Baker et al., 2004), permet d'associer le comportement hydrologique à la dynamique de transit. On peut identifier cette réactivité en effectuant un ACP pour déterminer le comportement associé aux signatures hydrologiques. Par la suite, l'ajout des composantes physiques permet d'expliquer leurs rôles dans les comportements des bassins versants.

4.1.1 Composantes rapide et lente de l'écoulement

Tout d'abord, les composantes rapides ou lentes des écoulements ont pu être identifiées grâce à l'ACP. Les résultats (Figure 35) montrent que la deuxième composante principale (PC2) est fortement associée à cette notion de réactivité. On observe notamment une corrélation négative entre le BFI et les indicateurs de réactivité : plus le BFI est élevé, plus l'eau souterraine le domine et moins le système est sujet à des variations rapides de débit. Cette relation se renforce par l'indice de « *flashiness* » (FI), introduit par Baker et al. (2004), qui diminue avec l'augmentation de la contribution souterraine. Dans une étude menée sur quatre bassins versants agricoles en Norvège, Deelstra et Lital (2008) ont observé une relation inverse entre le FI et le BFI. Les bassins dont les sols se trouvent modifiés par les activités humaines ont montré une diminution de la contribution de l'écoulement souterrain (BFI), accompagnée d'une augmentation de l'écoulement de surface. Cela se traduit par une diminution du temps de voyagement et d'une réactivité plus grande aux précipitations.

De plus, le BFI est également adéquat pour décrire la variation du débit de base au fil du temps. Cette signature hydrologique permet d'observer le ratio d'écoulement de base provenant des eaux souterraines aux ruissellements de surface. En combinant trois des quatre méthodes de séparation, nous avons pu estimer le volume médian de l'écoulement de base pour chacun des bassins versants étudiés. Le BFI des bassins de Mont-Saint-Pierre et de Mont-Louis se démarque par des valeurs sensiblement plus élevées. La réponse de ces bassins est grandement influencée par l'exfiltration des écoulements souterrains par rapport aux ruissellements de surfaces. Dans ce sens, contrairement aux autres bassins, une plus grande infiltration existe puisque l'exfiltration calculée avec le débit de base est le reflet de la quantité infiltrée (Scanlon et al., 2002). On peut alors imaginer que ces bassins affichent une infiltration importante, diminuant ainsi l'apport en ruissellement. Dans ce sens, pour une quantité de précipitation identique, l'augmentation du débit est plus faible dans un bassin ayant un grand BFI. L'apport en écoulement de base plus grand amortit la variation des écoulements rapides et les pics associés aux ruissellements sont plus limités. Cette observation est particulièrement significative, car les données présentent une faible

variabilité hebdomadaire du BFI (Figure 34) suggérant une stabilité dans l'écoulement fluvial. Effectivement, l'écoulement de base a tendance à fournir un apport plus stable avec une montée et une descente plus lente, sans trop de variation rapide dans les pics de crue. Comme exposé dans l'ACP (Figure 35), la relation négative entre le BFI et les indices associés aux fréquences élevées du débit appuie cette interprétation. L'indice BFI apparaît fortement corrélé aux basses fréquences. Une telle affirmation est formulée dans des recherches sur la variabilité de l'écoulement à des fins écologiques (Clausen & Biggs, 2000). Les auteurs ont montré, à l'aide d'ACP, une relation négative fortement corrélée entre les indices de fréquence et le débit de base. Ils ont ainsi pu regrouper certaines variables qu'ils ont identifiées comme représentant la fréquence des événements à fort débit. Dans ce contexte, les fréquences de forts débits s'opposent aux événements plus stables et à faibles débits, généralement associées à un BFI élevé.

Ensuite, une autre signature hydrologique renforce cette idée de contraste entre les réponses rapide et lente. Effectivement le BFI et la durée d'ascension montrent un écart important. Cette signature ne constitue ni un indice de fréquence ni de magnitude, mais plutôt un descripteur de la forme de l'hydrogramme (Mathai & Mujumdar, 2022). Une valeur élevée de durée d'ascension traduit une montée abrupte du débit, souvent associée à une réponse rapide du bassin versant. Autrement dit, le temps nécessaire pour atteindre le pic de crue est plus court lorsque cette durée est faible (Shamir et al., 2005), ce qui reflète une dynamique hydrologique plus réactive. L'ACP permet de comprendre que cette variable explique le comportement hydrologique du bassin versant de Rivière-À-Claude.

Finalement, l'identification des composantes réactives basée sur les signatures hydrologiques permet de catégoriser les bassins à l'étude. Il s'agit d'une approche pertinente qui met en contraste les bassins se trouvant sur l'axe positif de la deuxième composante principale (PC2) aux axes négatifs. Plus précisément, les bassins avec une réponse stable et lente (Mont-Louis, Mont-Saint-Pierre) aux bassins avec une réponse variable et rapide (Grand-Vallée et Rivière-à-Claude). La position de Marsoui sur l'axe indique que sa réponse hydrologique est non réactive ou lente par rapport aux autres bassins à l'étude. Il y a ici une

base solide d'interprétations des comportements réactifs et lents des réponses hydriques des bassins. Une analyse approfondie va permettre de faire des liens avec des caractéristiques physiques aux réponses observées et d'expliquer ce qui régit de tels comportements hydrologiques.

4.1.2 Rôle des composantes physiques sur la réactivité

D'entrée de jeu, nous savons que les comportements hydrologiques peuvent être influencés par des composantes physiques des bassins versants. Il apparait évident que ces caractéristiques jouent un rôle direct sur la réponse hydrologique. Comme le montre le Tableau 18, ce type de variable est principalement impliqué dans la première composante principale (PC1). On peut conclure que PC1 est un élément représentatif de la structure physique des bassins versants en raison de sa prédominance. Par ailleurs, le fort rapport entre PC1 et les débits moyen et médian indique que cet axe inclut aussi une dimension de magnitude hydrologique (Clausen & Biggs, 2000). Dans notre cas, les bassins versants présentant une forte pente génèrent des débits de plus fortes magnitudes.

Dans cette continuité, l'analyse de l'ACP permet d'associer des comportements hydrologiques établis dans la section 4.1.1 aux caractéristiques morphométriques tels que la densité de drainage, la fréquence de drainage et la pente. Il s'agit d'une méthode souvent appliquée pour identifier les variables clés pouvant expliquer le comportement des bassins versants. En utilisant les variables morphométriques, hydrologiques et physiques (Betancur et al., 2020) ont déterminé les processus dominants dans la réponse hydrologique. Face à la très grande quantité de variables utilisées, l'application de l'ACP leur a permis de réduire l'ensemble des variables corrélées. Les variables du PC1 sont considérées comme les plus déterminants dans le contrôle de la réponse. Cette composante explique 51% de la variance et est associée aux valeurs de débits, couvert forestier et la texture du sol. Ils conclurent alors que la variation des débits est principalement contrôlée par les le couvert forestier et la texture du sol. Dans le but de déterminer les environnements vulnérables aux risques d'inondations, d'érosions de détériorations de la qualité des eaux, Choi et al., (2025a) ont voulu comprendre

le comportement hydrologique de 195 sous bassins versants. Pour ce faire, l'utilisation des variables morphométriques permet de prédire ces comportements hydrologiques. Encore une fois, l'utilisation de tels variable en grand nombre peut prendre beaucoup de temps et d'énergie. En appliquant des analyses statistiques multivariées telles que l'ACP, les chercheurs ont réduit les redondances entre les variables et identifié les plus pertinentes dans leur rôle sur le comportement hydrologique, passant de seize à huit variables. Ils ont pu identifier qu'une forte densité de drainage et de fréquence montre un réseau hydrique dense enclin à générer des écoulements rapides. Dans le même ordre d'idée, l'utilisation de l'ACP nous a permis de générer une matrice de score (Figure 35) basée sur les paramètres sélectionnés pour identifier les bassins réactifs aux réponses lentes et stables. Grande-Vallée et de Rivière-à-Claude sont positionnés dans la section positive de la PC2 associée au caractère réactif. Marsoui détient une PC2 aux alentours de 0, indiquant que ce bassin ne détient aucune caractéristique extrême et que la réponse hydrologique est modérée par rapport aux autres bassins versants (Berger, 2021). Mont-Saint-Pierre et de Mont-Louis ont des scores négatifs que l'on associe aux réponses lente et stable.

À cet effet, on observe donc une différence dans la réponse des bassins versants basée seulement sur la PC2. Cependant, malgré cette distinction entre les bassins, l'observation de la PC1 indique certaines similitudes. C'est le cas de Mont-Louis présent dans le cadran gauche de la PC1, nous indiquant qu'il s'agit d'un bassin versant avec un réseau développé au même titre que Grande-Vallée. Par exemple, ce sont les deux bassins avec la plus grande densité de drainage (Dd). Généralement, on associe les taux élevés de cet indice morphométrique aux bassins présentant des réponses réactives sujets à des inondations (Pallard et al., 2009). Les analyses de Pallard et al. (2009) basées sur les statistiques d'inondation ont montré une forte relation avec la densité de drainage. Ils ajoutent qu'une influence sur la fréquence des crues pourrait exister et qu'il s'agit d'un bon indicateur pour la gestion du risque de crue dans les bassins non instrumentalisés. Notre analyse basée sur l'ACP montre effectivement ce lien entre la réactivité et la densité de drainage, excepté pour le bassin versant de Mont-Louis.

Outre la densité de drainage, d'autres paramètres semblent indiquer des relations inverses à ce que la littérature indique dans le cas du bassin versant de Mont-Louis. En effet, c'est le cas du nombre d'infiltrations (I_f). Les résultats indiquent que Grande-Vallée, Rivière-À-Claude et Mont-Louis ont les valeurs les plus élevées. Dans l'ACP, cette variable se trouve dans l'axe négatif du PC1. Cette section comprend notamment Grande-Vallée, ce qui est logique étant donné qu'un haut nombre d'infiltrations est associé à des écoulements de surface. Cependant, l'on retrouve entre autres Mont-Louis. Malgré l'identification cet indicateur morphométrique révélant des comportements associés au ruissellement, Mont-Louis présente une réponse plus lente et stable. L'explication plausible pour ce constat part du fait que certains indicateurs manquent dans l'analyse en composante principale. En effet, des paramètres à composantes dimensionnelles tels que la superficie du bassin, la longueur du réseau hydrique et le ratio de lacs pourraient expliquer la réponse lente et stable de Mont-Louis.

D'abord, la taille du bassin joue en effet un rôle sur le temps de voyagement de l'eau. Un temps plus grand se caractérise par une réponse plus lente (Jencso & McGlynn, 2011). Les recherches de Gannon et al., (2022) affirment que la réponse rapide des bassins versants diminue avec une augmentation de leur superficie, et ce dans les régions climatiques sensiblement identiques à la Haute-Gaspésie. Cette affirmation est aussi appuyée par Bergstrom et al., (2016) en avançant que la différence dans le temps de voyagement grandement avec une augmentation du bassin versant. De plus, il faut ajouter que ce temps de voyagement est aussi influencé par la longueur totale du réseau de drainage, comme le présente Jencso & McGlynn (2011). En cherchant à faire un lien entre la connectivité hydrologique et les structures de bassin versant, les chercheurs proposent qu'une augmentation de la longueur du chemin d'écoulement diminue cette connectivité. En comptant ces deux facteurs, on peut affirmer qu'un temps de voyagement vers l'exutoire est plus long et présente une réponse plus lente.

De plus, la dominance de lac dans un bassin versant peut aussi influencer la réponse hydrologique. Effectivement, selon Hudson et al., (2021), les bassins semblent avoir une

réponse moins réactive lorsque la proportion de la surface du bassin versant occupé par des lacs est grande. L'étude portée dans un milieu forestier de l'Ontario examine quelles influences ont les proportions lac-cours d'eau sur la réponse hydrologique à la suite de précipitations. Leurs résultats de débit annuel ont montré que les bassins comprenant des lacs modèrent la magnitude et l'occurrence des pics de crue et présentent des débits de base croissants. De plus, des analyses avec l'indice de « *flashiness* » semblent moins importantes dans ces mêmes bassins.

Toutefois, il faut prendre en compte que Rivière-à-Claude détient un ratio de lac plus élevé. Malgré cela, sa position dans l'ACP est associée à une réponse hydrologique réactive. Tout comme Mont-Louis, cette association est due à la superficie du bassin, sa longueur et celle du réseau hydrique. Effectivement, on peut faire l'analyse inverse que Mont-Louis puisque Rivière-à-Claude est le bassin ayant la plus petite taille et un plus petit réseau hydrique pouvant transférer l'eau plus rapidement. En somme, les caractéristiques morphométriques et structurales (densité de drainage, taille du bassin, longueur du réseau et proportion de lacs) contribuent à expliquer la réactivité des bassins versants, tout en montrant leurs limites pour les cas atypiques comme Mont-Louis et Rivière-à-Claude. D'autres facteurs de contrôle pourraient également jouer un rôle sur la réactivité. La section suivante explorera ces aspects pour mieux cerner les types de sols susceptibles d'influencer les comportements hydrologiques observés.

4.1.3 Rôle des types de sols sur la réactivité

En continuité avec les observations précédentes, il est bon d'examiner l'influence de la proportion des types de sols sur la réactivité des bassins. Tel que le révèle la matrice de l'ACP (Figure 35), l'axe de la PC2 permet de distinguer les signatures associées au comportement réactif des bassins versants. Toutefois, ce second axe ne se limite pas à cette seule dimension : d'autres variables y contribuent également, enrichissant ainsi l'interprétation hydrologique de la réactivité. Parmi ces variables, les types de sols se démarquent par leur forte corrélation

avec les signatures hydrologiques identifiées précédemment, suggérant que la nature des dépôts de surface et leur proportion influencent significativement les dynamiques d'écoulement.

En effet, ce constat est bien connu, car la nature des dépôts influence fortement la capacité d'infiltration et de déplacement de l'eau dans le sol. En d'autres termes, en fonction de leur nature, les sols possèdent tous une caractéristique appelée conductivité hydraulique. On la caractérise comme étant un élément clé permettant de déterminer le type de voyagement de l'eau dans les bassins versants (Dingman, 2002; Goodarzi et al., 2024; Sophocleous, 2002). En règle générale, les bassins versants avec moins d'infiltration et plus d'écoulement de surface ont des sols avec une faible conductivité hydraulique. Une étude menée aux États-Unis sur l'impact des systèmes d'épuration des eaux en milieu agricole sur le drainage souterrain a montré que la nature du sol joue un rôle déterminant sur l'écoulement de surface et souterrain. En appliquant le FI, Sloan et al. (2016) montrent qu'avant l'installation de système d'épuration, les sols dominés par des limons, de l'argile et du silt ont des écoulements superficiels dominants. Ils mettent en évidence un constat avec les sols à dominante sablonneuse, qui ont des écoulements souterrains latéraux. D'après les auteurs, la différence observée est due à la forte conductivité hydraulique des sols sablonneux. Cette affirmation abonde dans le sens proposé par Wang et al., (2021). Les auteurs affirment que les sables dominés par des particules grossières et des microspores plus faibles détiennent une haute conductivité hydraulique. Les figures 36 et 37 exposent bien cette affirmation. Ces types de dépôts souvent associés à des présences argileuses ont des conductivités hydrauliques faibles. L'augmentation du ratio de ce dépôt contribue donc à la diminution de l'infiltration et à une augmentation de l'écoulement de surface dans les bassins versants. Le même constat est présent avec le dépôt associé à la présence de roche en place. Généralement, le roc en place présente alors une couche imperméable avec une très faible conductivité hydraulique. On peut donc observer que les matériaux résiduels ayant de 0,2 à 2 m d'épaisseur n'ont pas la capacité de produire un écoulement lent associé au débit de base. Les dépôts marins (figure 27) généralement présents en faible pourcentage se retrouvent dans la portion

aval des bassins versants. Les corrélations observées suggèrent qu'ils peuvent contribuer à une réactivité prononcée des bassins versants.

La relation avec les dépôts d'alluvions indique qu'on fait possiblement face à des dépôts avec une faible conductivité hydraulique. Cependant, ces types de dépôt, souvent associés à des matériaux grossiers et hétérogènes (sable, gravier et blocs), sont connus pour avoir une conductivité plus élevée (Schilling, 2009). On pourrait alors s'attendre à une augmentation du BFI à mesure que la proportion de dépôts alluvionnaires augmente dans les bassins, puisque ces dépôts favorisent la recharge. Or, face à un résultat contraire à ce que la littérature suggère, indiquant plutôt une baisse du BFI et une augmentation de la durée d'ascension, deux explications plausibles sont possibles :

Tout d'abord, il faut comprendre le contexte régional de la Haute-Gaspésie. Les zones de dépôt alluvial (Figure 27-) sont souvent associées à des topographiques avec faibles pentes, généralement en fond de vallée. Il s'agit d'une zone fort propice à l'établissement humain et à la pratique de l'agriculture dans la région (Figure 10). Dans ce contexte, une relation avec la nature réactive du bassin versant est possible. Il est bien connu que la présence d'activité humaine peut limiter l'infiltration dans le sol et augmenter le ruissellement (Lepeška, 2016). Dans tous ces cas, les recherches montrent que de tels effets apportent une diminution de l'infiltration, de la capacité de retenir l'eau et une augmentation des risques d'inondation.

En second lieu, des recherches portées par Schilling (2009) montrent que les dépôts de ce type détiennent une forte capacité de recharge et que certaines zones topographiques présentent des variabilités dans l'écoulement. Après avoir effectué une installation de 4 puits piézométriques peu profonds partant de versants vers la plaine alluviale. Il a su identifier qu'un ruissellement se produit généralement en marge des plaines alluviales de pied de versant. D'autres recherches proposées par Wolf et al., (2008) basées sur la construction d'un modèle mettent de l'avant l'utilisation de la topographie des bassins versants et du chemin des écoulements souterrains pour expliquer le comportement de la connectivité hydrologique des dépôts alluvionnaires dans des bassins montagneux. Les auteurs affirment que les dépôts

alluviaux ont une forte conductivité hydraulique. De plus, ils ajoutent que généralement au pied des versants, le débit de l'écoulement souterrain est plus élevé. Ils expliquent que les aquifères alluviaux en frange des montagnes génèrent une mince couche qui forme un réseau dendritique. Ce réseau est connecté et efficace, ce qui, dans notre cas, pourrait expliquer une augmentation et une réponse rapide des écoulements. Dans le prolongement de notre analyse, les travaux de Betancur et al. (2020) sur la réponse hydrologique met également en évidence une forte relation entre les hauts des débits spécifiques et la présence d'alluvions. Une affirmation que l'on pose dans cette étude en lien avec la réactivité des bassins finalement, la relation négative entre le BFI et les dépôts alluvionnaires pourrait s'expliquer soit par la présence humaine dans le secteur alluvial ou par une forte connectivité hydrologique liée à la nature des dépôts et de la topographie que l'on peut traduire par la relation positive avec la durée d'ascension.

À l'inverse, les Figure 36(b) et 37 (b) suggèrent que les dépôts glaciaires favorisent une infiltration plus importante et, par conséquent, une composante de débit de base plus marquée. Ces dépôts sont composés de tills et de diamictons que l'on caractérise par des sédiments meubles grossiers. En conséquence, on observe une infiltration des eaux souterraines qui contribue au débit de base lorsqu'il y a un dépôt glaciaire.

Il apparaît évident que la nature des dépôts de surface influence la dynamique rapide et lente des hydrogrammes. On peut donc affirmer qu'une conductivité hydraulique élevée semble contribuer à l'indice de débit de base (BFI) et, par le fait même, réduire l'écoulement de surface. Toutefois, il ne s'agit pas de la seule composante possible pouvant expliquer les composantes rapides et lentes de la réponse hydrologique. D'autres facteurs de contrôle liés aux caractéristiques structurales des bassins versants pourraient également jouer un rôle. La section suivante explorera ces aspects pour mieux cerner les paramètres physiques susceptibles d'influencer les comportements hydrologiques observés.

Finalement, l'utilisation de signature hydrologique permet de décrire la réponse hydrologique des bassins versants. L'application de l'ACP a permis d'identifier les facteurs pouvant contrôler cette réponse hydrologique. Les valeurs positives de la PC2 reflètent le

caractère réactif des bassins et au contraire les valeurs négatives le caractère stable des écoulements. La dispersion des paramètres morphométriques sur les axes de l'ACP permet de comprendre leur rôle sur la réponse hydrologique. On a su identifier que la proportion des types de sols joue un rôle important dans les bassins versants étudiés. Un autre lien avec la densité de drainage existe dans certains contextes. Ce paramètre explique le caractère réactif des bassins versants. Cependant, bien que des cohérences existent, une analyse approfondie est nécessaire due à l'hétérogénéité des comportements des bassins versants. Dans notre contexte, les paramètres morphométriques souvent adimensionnels ne peuvent de manière efficace expliquer le comportement des bassins versants dû à la faible variabilité entre les valeurs des bassins versants. Il y a donc une forte composante de dimensionnalité pouvant expliquer cette hétérogénéité telle que présentée avec le bassin versant de Mont-Louis et de Rivière-à-Claude. Toutefois, les signatures hydrologiques choisies semblent assez robustes pour expliquer le comportement des bassins versants. La prochaine section expliquera les résultats de catégorisation des bassins basés sur les analyses précédentes. Ainsi que plusieurs recommandations méthodologiques pour établir une étude visant à expliquer le comportement hydrologique.

4.2 INTÉRÊT DE LA COMPARAISON ENTRE LES BASSINS ET RECOMMANDATION SUR LES MÉTHODES UTILISÉES

Les choix méthodologiques précis qui ont conduit à ces résultats ont permis de bien distinguer les bassins versants en fonction de leur comportement (Tableau 20). Nous allons maintenant discuter de l'intérêt de comparer les bassins versants, ainsi que de quelques recommandations et précisions sur la procédure méthodologique utilisée. L'utilisation de paramètres morphométriques et hydrologiques a permis d'apporter des distinctions et similitudes entre les bassins à l'étude. En premier lieu, une interprétation des catégorisations et une précision sur l'intérêt d'une telle interprétation seront discutées. En second lieu, des précisions et recommandations seront faites sur les choix méthodologiques appliqués lors de cette étude.

Tableau 20

Résumé des différences entre les cinq bassins versants

Bassins versants	Caractéristiques physiques	Réponse hydrologique	Réactivité hydrologique
Grande-Vallée	Grande densité de drainage; Structure morphométrique développée	Haute fréquence de dépassement de seuil de crue; Rapidité de montée de crue importante; Faible BFI	Réponse rapide et réactive
Mont-Louis	Grande densité de drainage; Structure morphométrique développée	Haut BFI; Faible fréquence de dépassement de seuil de crue; Rapidité de montée de crue faible	Réponse lente et stable
Mont-Saint-Pierre	Faible densité de drainage; Forte pente; Structure morphométrique peu développée	Grande magnitude; ; Faible fréquence de dépassement de seuil de crue; Rapidité de montée de crue faible; Haut BFI	Réponse lente et stable
Marsoui	Faible densité de drainage; Forte pente; Structure morphométrique peu développée	Grande magnitude; Faible fréquence de dépassement de seuil de crue; Haut BFI	Réponse lente et stable
Rivière-À-Claude	Faible densité de drainage; Structure morphométrique peu développée	Haute fréquence de dépassement de seuil de crue; Rapidité de monté de crue importante; Faible BFI	Réponse rapide et réactive

4.2.1 Intérêt de la catégorisation et limites

À la suite de l'application de l'ACP, on a pu identifier les variables associées à la réactivité des bassins versants et d'y associer des variables pouvant expliquer cette réactivité.

On met en évidence que les paramètres morphométriques calculés pour l'étude ne peuvent à eux seuls expliquer les réponses hydrologiques. Les caractères rapides ou lents sont grandement associés à la proportion des types de sols. L'ACP montre cette distinction entre les bassins versants. Cependant, bien que des différences dans la réponse ont été identifiées, la création de catégories par la méthode K-means indique des similitudes à travers les bassins. On considère que les bassins présents dans chacune des catégories sont perçus comme ayant les mêmes caractéristiques (Sharghi et al., 2018). La méthode K-Means a permis de catégoriser les bassins en deux catégories (Figure 38). Cette méthode nous montre que les bassins de Grande-Vallée, Mont-Saint-Pierre, Marsoui et Rivière-à-Claude présentent les mêmes caractéristiques physiques et de réponse hydrologique par rapport au bassin de Mont-Louis.

Deux facteurs peuvent expliquer cette similitude entre les bassins malgré le constat établi par l'ACP. L'utilisation de la méthode K-means se fait souvent dans un contexte national pour observer les différences et régionaliser les bassins selon leur comportement. Notre étude se base sur cinq bassins versants, et ce dans la même région. Bien que le nombre de bassins versants dans l'étude soit limité, un intérêt existe derrière cette catégorisation. *En effet, elle permet de comprendre s'il y a bel et bien des divergences entre les bassins versants et de pouvoir établir une ligne directrice pour extrapoler ces comportements sur des bassins non instrumentés.

Il est monnaie courante dans les domaines touchant l'hydrologie d'utiliser des méthodes de catégorisation pour régionaliser les bassins versants. Dans le but de catégoriser la sensibilité des cours d'eau du Québec sur la base du régime thermique et de leur débit d'étiage Daigle et al., (2022) ont pu générer 4 catégories dans 105 bassins. Les auteurs ont pu générer des catégories basées sur les BFI et les variables physiques (Figure 39). Ils conclurent qu'une certaine cohérence spatiale ressort de cette utilisation des variables. Dans notre cas, les bassins étudiés selon les BFI obtenus se retrouveraient dans la catégorie 3. Il y a alors certaines nuances à apporter puisque nos bassins présentent des superficies moins grandes, ce qui pourrait les placer dans la catégorie 4 considérant sa distribution des valeurs BFI. Entre

autres seulement quatre des dix variables physiques utilisées dans notre étude concordent avec ceux utilisés dans l'étude de Daigle et al., (2022). Cette étude montre qu'une catégorisation plus distincte entre les bassins est possible à l'échelle provinciale et à l'échelle de nos sites d'études cette distinction est minime.

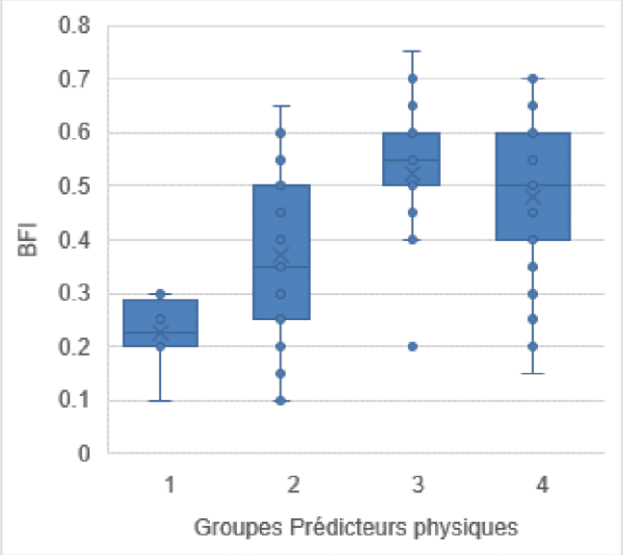


Figure 39 Diagramme en boîte des valeurs du BFI des stations (105 stations) pour les différents groupes basés sur les variables physiques (Daigle et al., 2022)

La catégorisation des bassins versants est un bon moyen pour d'extrapoler les comportements vers des bassins non instrumentés. Des recherches dans l'état de Washington par Reidy Liermann et al., (2012) utilisent les facteurs climatiques et la source dominante des écoulements afin de discriminer des catégories hydrologiques. En couplant ces valeurs à des catégorisations géomorphologiques, ils ont pu faire une catégorisation hydrogéomorphologique. Dans leur contexte les réponses hydrologiques présentant des régimes pluviaux se trouvent généralement plus à l'ouest et les régimes nivaux plus à l'est. Grâce à ce constat, il est possible d'appliquer des modèles afin de prédire le comportement hydrologique des bassins présentant les mêmes régimes hydrologiques sans toutefois les

instrumentaliser. C'est une utilisation fort utile dans un contexte de changement climatique et une demande grandissante eau.

En utilisant six signatures provenant des données de précipitations, températures et débits, Sawicz et al., (2011) ont généré, neuf catégories. En observant les caractéristiques physiques des bassins versants présents dans chaque catégorie, leur constat montre qu'un changement de précipitation ou de température n'affecte pas la réponse hydrologique de manière égale entre les bassins, mais bien la propriété des sols. Bien qu'il ne s'agisse pas de la même région, nous avons pu observer dans notre étude les sols jouent un rôle important sur la réactivité de la réponse hydrologique. Pour approfondir notre analyse et confirmer ce résultat, il aurait fallu ajouter des variables de précipitations permet de distinguer les facteurs de contrôle climatique à ceux physiques.

L'identification des facteurs pouvant contrôler la réponse hydrologique de chaque catégorie générée est fort utile en contexte de gestion. Cette catégorisation permet d'identifier les bassins versants propices aux évènements d'inondations ou sensibles aux périodes de sécheresse. Ainsi en inférant les connaissances acquises d'un bassin instrumentalisé vers un bassin non instrumentalisé de la même catégorie, il est possible d'orienter les efforts afin d'être plus résilient aux risques (L. Wang et al., 2022). Par exemple, la création de catégories basées sur les analyses de composantes principales a permis à Betancur et al., (2020) d'identifier des variations de débits spécifiques grandement associées aux changements d'utilisation du sol. Engendrée par l'agriculture, une hausse du débit spécifique a été observée. De plus, l'effet est exacerbé selon le type de surface, un résultat confirmé par Peskett et al., (2023). Ils affirment que dans certains cas, la nature du sol et du socle géologique masque l'effet de l'utilisation du sol sur la réponse hydrologique. En connaissance de cause, une catégorisation permet alors de centrer la surveillance et/ou les plans d'aménagements dans des bassins versants ayant un comportement similaire.

Enfin, on a pu observer que certains paramètres sont plus efficaces pour expliquer les comportent hydrologiques. Comme expliqué plus haut les facteurs climatiques et les types de sols sont les paramètres les plus efficaces pour expliquer le contrôle sur la réponse

hydrologique. Toutefois, l'efficacité d'une catégorisation repose essentiellement sur les choix méthodologiques. Ces observations soulignent l'importance de choix, que nous détaillerons dans la section suivante.

4.2.2 Précision et recommandation sur les méthodes

Il convient à présent d'apporter certaines précisions et recommandations concernant les choix méthodologiques. Après avoir mis en lumière les variables propres à chaque bassin versant, on se rend effectivement compte que certaines nuances doivent être apportées. Dans notre cas, certaines limites propres à la construction d'une base de données adéquates et à l'analyse de celles-ci doivent être explicitement mentionnées afin d'assurer une transparence méthodologique.

Tout d'abord, les résultats des méthodes de séparations des hydrogrammes diffèrent. La méthode que l'on suggère consiste à observer les convergences entre les méthodes et à utiliser la médiane de débit de base entre celles présentant une bonne corrélation (Figure 29 à 33). Cette différence a été constatée par Mao et al., (2024). Les auteurs ont utilisé 10 méthodes dans la rivière Yiluo en Chine et avertissent que l'analyse des méthodes de séparation devrait être faite avec prudence en raison des différents résultats. Dans un autre cas, Voutchkova et al., (2019) qui, après avoir utilisé plusieurs méthodes de séparation, dont plusieurs sont utilisées dans notre étude, montrent une panoplie de résultats dus à la sensibilité à la fonte des neiges. Une observation que l'on a constaté dans la figure 34 où les résultats des BFI diffèrent grandement en période de fonte. Partant du principe que la méthode optimale peut varier d'un bassin à l'autre (S. Cheng et al., 2022) ont déterminé la performance des méthodes de séparation en les comparant avec un modèle de simulation pouvant générer des débits de base synthétiques. Ils constatent qu'une méthode FUKIH semblable au UKIH est optimale pour six bassins, Chapman-Maxwell pour trois et Eckhardt pour un bassin versant. D'autres auteurs tels que (Saraiva Okello et al., 2018) utilisent des méthodes de séparations par traceur à une échelle mensuelle afin de calibrer les méthodes de séparation à filtre numérique générées à une échelle journalière. Dans notre cas, en l'absence

de données synthétiques et de méthode de séparation par traceur pour nos bassins versants, le choix d'utiliser la convergence des résultats semble être pertinent. Comme l'avance (O'Brien et al., 2013), le calcul du BFI est difficile et subjectif. De plus, l'écart des valeurs entre les méthodes peut être très grand. En conservant les méthodes ayant une forte corrélation, on vient diminuer l'écart de BFI pour les bassins versants. Basé sur cette précision, il est bon de comprendre que les résultats de séparation doivent être analysés avec précaution.

Toutefois, une affirmation peut être faite avec les résultats obtenus. La première étape avant d'établir les méthodes de séparation passe par la création des hydrogrammes. Pour ce faire, l'utilisation de la courbe de tarage permet de convertir les données en débits. Cependant, bien que l'incertitude soit réduite grâce à la méthode BARatin, elle reste toujours présente. C'est encore plus vrai dans les zones de débits extrêmes : étiage et hauts débits. Pour s'assurer de diminuer l'incertitude, davantage de mesures de débits dans ces zones extrêmes auraient été pertinentes pour la construction de la courbe de tarage. De plus, la disposition des HOBO ne permettait pas d'observer les périodes d'étiage sévères à certains moments. La création des hydrogrammes a alors nécessité une interpolation linéaire. L'application des méthodes séparation sur ces interpolations montre que les méthodes Eckhardt et Chapman-Maxwell ne réagissent pas correctement. Effectivement, par exemple l'hydrogramme de Marsoui est un bassin ayant eu beaucoup d'interpolation due au grand manque de données (Figure 13). Ces deux méthodes présentent des incohérences dans la construction de la courbe de débit de base dans l'hydrogramme (ANNEXE 1). Les tracés des méthodes dans l'hydrogramme devraient se trouver au niveau du débit le plus bas. Cependant, elles se trouvent en dessous du débit minimal interpolé. Cela suggère que les méthodes d'Eckhardt et Chapman-Maxwell ne sont pas efficaces lorsque les données sont manquantes. Dans ces contextes la méthode de Lyne-Hollick semble être la plus efficace. Cette option peut être utilisée en cas de manque de données ou comme l'explique Ladson et al., (2013) il est plus approprié d'utiliser que les données existantes pour la séparation et de recommencer les méthodes de séparation lorsque la série recommence. Cela consiste à refaire les algorithmes de séparation à chaque début de série de données existantes.

En second lieu, les résultats de l'ACP doivent être interprétés avec prudence, notamment en raison du faible nombre d'objets (n-=5) par rapport au nombre de variables (n= 32). On se retrouve avec un ratio objets/variables défavorable, ce qui affecte la robustesse statistique de l'analyse. Effectivement, lorsque le nombre d'observations dépasse le nombre d'objets à l'étude les PC sont souvent mal représentés. Dans notre cas elles peuvent sembler importantes, mais en réalité elles peuvent refléter une instabilité et être polluées par le bruit (Jolliffe & Cadima, 2016). Dans certaines analyses écologiques, des seuils sont déterminés pour établir un nombre d'échantillons adéquat pour stabiliser les deux premiers PC. Shaukat et al., (2016) établissent se seuil à n = 40 pour des études environnementales exploratoires.

Dans le domaine de la géomorphologie fluviale, l'analyse en composantes principales est couramment utilisée pour examiner des attributs mesurés sur un grand nombre de sites, afin d'identifier les associations entre variables (Piégay & Vaudor, 2016). Le nombre d'échantillons y est généralement bien plus élevé que dans notre étude. Par exemple, Belletti et al. (2013) ont réalisé une analyse régionale sur 53 tronçons de rivières, en caractérisant les patrons de tressage et la structure des habitats aquatiques à partir de variables hydrologiques, morphologiques et spatiales. En utilisant ce type d'approche, basée sur un grand échantillonnage, on obtient une stabilité accrue des composantes et une interprétation plus fiable.

Troisièmement, bien que la création de clusters ait permis d'identifier deux catégories issues de l'analyse en composantes principales (ACP), certaines précautions s'imposent quant à l'interprétation des résultats. Effectivement, la qualité des catégories peut être remise en question à la suite de l'identification du pointage de la silhouette dans le Tableau 19. Située entre -1 et 1, la silhouette permet d'identifier l'efficacité de la classification des catégories. Un nombre près de 1 indique que l'objet dans la catégorie est plus proche des objets de la même catégorie. Au contraire, un nombre négatif indique une mauvaise classification donc un nombre près de 0 montre un choix de catégorie discutable (Lengyel & Botta-Dukát, 2019). Dans notre cas, le score de 0.165 révèle une faible séparation entre les

deux catégories, ce qui rend leur distinction peu convaincante et appelle à une interprétation prudente.

Une question essentielle ressort de ces analyses : celle de l'échelle. L'analyse présentée se limite à cinq bassins versants, ce qui réduit la variabilité observée et rend délicate la catégorisation des comportements. Par exemple, si une même analyse portée sur plusieurs bassins versants à une échelle régionale, les mêmes bassins étudiés se retrouvaient sans aucun doute dans la même catégorie. Ce constat est dû par la faible variabilité entre les résultats. Cheng et al., (2012) montrent des distributions de valeurs d'indice de débit de base (BFI) de 0,3-0,8 à l'échelle des États-Unis. On peut constater que les valeurs présentées dans la section 3.2.2 ne varient pas beaucoup à l'échelle locale. Daigle et al., (2022) montrent aussi des valeurs de BFI très variables à travers leurs groupes. Les auteurs affirment que les valeurs observées ont une cohérence spatiale. On peut voir dans le rapport que les BFI élevés se trouvent dans la partie nord-Est du Québec entre autres en Gaspésie. Tandis que les valeurs les plus faibles se trouvent dans le sud du Québec. Un retour dans l'article de Sawicz et al., (2011) montre que les bassins versants proches géographiquement affichent les mêmes tendances. Ils expliquent cette observation par la distribution climatique. Leur constat peut expliquer pourquoi l'on retrouve une faible variabilité dans les bassins à l'étude à travers les signatures hydrologiques.

Cette faible variabilité est aussi présente dans les valeurs morphométriques. Ces variables adimensionnelles appliquées à des bassins versants de la même région tentent de normaliser les valeurs pour se dissocier des facteurs de taille et de longueur. Cependant, elles ne semblent pas être efficaces pour distinguer un bassin à un autre. On peut cependant trouver des différences entre les bassins qu'avec les paramètres dimensionnels comme la superficie, la longueur du réseau hydrique et le ratio de détendus des lacs. Encore une fois, à une échelle plus grande on pourrait juger les paramètres adimensionnels plus pertinents dans une analyse de la réponse hydrologique.

Enfin, nous faisons face à des nuances méthodologiques pouvant limiter l'interprétation finale des résultats. On a pu identifier les comportements des bassins versants,

mais certaines nuances nous indiquent finalement qu'elles pourraient avoir les mêmes caractéristiques. Ce constat se traduit par le nombre d'objets à l'étude pouvant limiter l'interprétation des analyses statistiques, le faible écart entre les variables et par leur proximité géographique. On comprend rapidement qu'une analyse à l'échelle régionale comprenant plus de bassins versants aurait été pertinente pour bien discerner les comportements et caractéristiques des bassins versants. La possibilité d'ajouter d'autres bassins versants avec une série de débits reste cependant difficile par la rareté des données sur la péninsule Gaspésienne. Il y a alors un besoin dans l'acquisition, la construction d'une base de données et un suivi de celles-ci. Les analyses utilisées dans ce projet restent toutefois pertinentes puisqu'elles ont permis d'établir des lignes directrices pour un suivi adéquat et par le fait même apporter de l'information sur le comportement hydrologique de petits bassins versants peu documentés à l'échelle du Québec. De plus, l'utilisation de méthode de séparation permettant de comprendre l'apport des écoulements souterrains dans l'écoulement fluvial est un élément original dans l'analyse de la réponse hydrologique. On ne retrouve pas beaucoup ce type d'analyse dans la région. On a pu observer qu'il s'agit d'un bon exercice dans la compréhension de la réponse hydrologique et d'appliquer les interprétations dans des cadres de gestion.

4.3 INTÉRÊT DE LA COMPRÉHENSION DES RÉPONSES HYDROLOGIQUES DANS UN CADRE DE GESTION

L'étude présentée cherche à expliquer le rôle des facteurs morphologiques sur la réponse hydrologique et à associer un comportement aux bassins versants. Outre les facteurs identifiés, une telle recherche peut être pertinente pour examiner les effets du climat, de l'utilisation du sol et de la gestion. À travers trois axes de gestion de l'analyse de la réponse hydrologique, on peut obtenir des outils stratégiques pertinents pour les gestionnaires. Elle permet d'adapter les plans de gestions autant sur la sécurité hydrique, la prévention des risques et la conservation des écosystèmes.

4.3.1 Gestion de la quantité des eaux

D'entrée de jeu, lorsque l'eau atteint un bassin versant, elle peut s'infiltrer et contribuer à l'écoulement durant les périodes sans précipitations, grâce à l'écoulement de base. Avec une hausse de la demande en eau et l'effet des changements climatiques, plusieurs auteurs sont en accord pour dire que la prédiction de l'état des ressources en eaux est un élément essentiel (Briggs et al., 2025; Ebel & Mirus, 2014; Yang et al., 2021). Les changements et les stress hydriques provoqués par un manque de précipitions ou une diminution de la quantité du couvert de neige peut changer le régime d'hydrologique.

D'abord, une étape cruciale dans l'adaptation aux changements climatiques est de pouvoir estimer la recharge. Cette évaluation permet de savoir la quantité d'eau disponible pour les usagers et de déterminer la capacité d'un bassin à éponger un stress lié à un manque de précipitation. Afin d'évaluer la quantité en eau disponible, l'analyse de la réponse du débit de base est très utile. Elle permet d'observer la recharge possible dans un bassin versant et d'évaluer les tendances dans le temps. En observant les périodes de crue dans les hydrogrammes (ANNEXE I), une augmentation du débit de base se produit. Les périodes importantes de recharge dans ces cas sont principalement lors de la fonte des neiges au printemps. La même observation est émise par Huet et al., (2016). En divisant les hydrogrammes par saisons, ils stipulent que 30% du débit de base total annuel observé se produit en période estivale. Ce qui montre que 70% se produit à d'autres moments de l'année dont au printemps ou l'on trouve la plus grande production de débit de base. Basées sur ce constat, plusieurs méthodes pour estimer la recharge ont été appliquées. Dans leur étude, les débits de base de juin-février sont utilisés pour refléter la quantité de recharge produite au printemps puisque ces mois reflètent la période de tarissement. Sur ce principe, la recharge est approximativement égale au débit de base puisqu'il peut être assumé que la pente ascendante d'une recharge est identique au taux du débit de base (Croteau et al., 2010). Une estimation de la recharge lors du printemps peut alors être faite grâce à ces données de

séparation d'hydrogramme et le débit de base est donc considéré comme un bon proxy pour calibrer les modélisations hydrologiques (Dubois et al., 2021).

En second lieu, comme nous l'avons observé le BFI permet d'évaluer le temps de résidence de l'eau dans le sol et de sa contribution à l'écoulement de surface. On peut utiliser cet indice pour observer des tendances à travers une série temporelle sous l'effet de l'utilisation du sol ou des changements climatiques. Une diminution du BFI révèle une baisse de la recharge et de la ressource des eaux souterraines aux dépens d'une augmentation de l'écoulement de surface. Comme on le voit dans les hydrogrammes des cinq bassins versants, cette variable est faible en période de fonte des neiges et à l'automne. L'augmentation du BFI en été montre que l'apport des eaux souterraines domine grandement. Elle est le reflet de l'eau stockée dans la nappe lors des périodes de recharges, généralement au printemps. Le débit de base dépend fortement de cette recharge et une baisse de celle-ci peut étendre la période ou le débit de base domine. Un problème peut en ressortir, puisque le tarissement de l'écoulement est constant jusqu'à la prochaine recharge. Essayer de comprendre la disponibilité en eaux pour des usages spécifiques à l'intérieur d'un bassin versant passe par cette analyse de la réponse hydrologique. Un exemple concret dans le bassin supérieur de la rivière Colorado (Miller et al., 2021) explique que l'écoulement de base contribue à 56 % de l'écoulement total du bassin. Des modélisations ont permis d'observer que l'effet des changements climatiques pourrait grandement affecter ce ratio et réduire jusqu'à 33 % l'écoulement total du tronçon inférieur de la rivière Colorado en grande partie due à une augmentation de l'évaporation. Nos BFI indiquent que ce ratio est entre 60-70 % ce qui démontre l'importance du débit de base dans le maintien des écoulements fluviale et de plus l'importance d'une recharge en période printanière à la suite de la fonte des neiges. Les changements d'apport d'eau souterraine affectent les réserves d'eau et une compréhension de la situation pourrait apporter des solutions adéquates. Le BFI donne l'information nécessaire pour observer l'impact des méthodes de gestion des ressources en eau. Il est considéré comme étant une caractéristique reflétant la bonne productivité des aquifères dans un bassin versant (Bloomfield et al., 2021).

Outre l'estimation de la recharge, la lecture de la réponse hydrologique permet d'évaluer les changements et tendances dans la génération d'écoulement de surface. Une augmentation se produit au détriment des mécanismes de recharge de l'eau dans le sol. Effectivement, le transfert sous forme de ruissellement voyage plus vite et ne reste pas dans le système du bassin versant. Les facteurs principaux sont les changements climatiques et l'utilisation du sol (Bronstert et al., 2002). Dans le contexte du climat, un changement de l'intensité et de la forme des précipitations est en cause. Comme expliqué plus haute section 1.2, l'intensité des pluies peut dépasser la capacité d'infiltration et produire un ruissellement. Dans un autre cas, la diminution des précipitations sous forme de neige en période hivernale provoque plus de ruissellement durant cette période. Le manque d'eau stockée dans la neige peut en effet affecter la disponibilité en eau tout au long de l'année (Kohnová et al., 2019). Une augmentation du ruissellement diminue le temps de résidence de l'eau dans un bassin versant. Le processus d'infiltration dans le sol est affecté négativement par ce phénomène. À l'arrivée de période estivale, les bassins présentant un plus grand ruissellement font face à la possibilité de voir leur réserve hydrique s'épuiser plus rapidement. Dans cet ordre d'idée, les bassins présentant un haut BFI sont plus enclins à éponger ce stress hydrique. Dans notre cas, le bassin de Grande-Vallée est susceptible d'épuiser ses réserves en ressources hydriques plus rapidement que les bassins de Mont-Louis et Mont-Saint-Pierre.

Enfin, plusieurs plans de gestions existent pour atténuer l'effet des changements globaux sur l'écoulement. Le suivi de la réponse hydrologique est un outil essentiel pour évaluer l'efficacité de ces plans. En complément, une diminution de la recharge peut être liée à une augmentation de l'écoulement de surface et des transferts rapides des eaux. Outre son impact sur la disponibilité en eau, ce phénomène accroît le risque d'inondation. Dans la prochaine section, nous examinerons plus en détail l'intérêt de la lecture de la réponse hydrologique dans un contexte de risque naturel lié aux inondations.

4.3.2 Gestion des risques

D'abord tel qu'expliqué ci-dessus, l'augmentation du ruissellement se fait au détriment de la recharge. Lorsque ces écoulements se concentrent, elles peuvent provoquer des inondations. Dans le contexte climatique actuel, il y a alors une hausse des préoccupations liée à ce risque naturel (Blöschl, 2022). Certaines conditions peuvent influencer de tels événements, qu'il s'agisse de facteurs climatiques, de caractéristiques morphométriques et pédologiques, d'établissement urbain ou encore de l'état initial du bassin avant l'épisode d'inondation. Afin de prévenir et d'évaluer les risques d'inondation, on retrouve des méthodes permettant de déterminer le régime de crue, le comportement des bassins et l'identification des conditions initiales grâce au débit de base. Ainsi pour prévenir et mitiger les impacts des inondations les évaluations permettent d'identifier les bassins prioritaires dans un cadre de gestion.

Tout d'abord, la lecture des hydrogrammes apporte une information sur le régime hydrologique des bassins versants. Effectivement, en comprenant le régime qu'il soit nival, pluvial ou mixte, identifiez la nature de la génération des épisodes de crue et d'anticiper les périodes de risque d'inondation est possible. En survolant les hydrogrammes générés dans le projet (ANEXXE I), on remarque deux périodes de crue. En effet, lors du printemps à la fonte des neiges accompagné de précipitation et vers la fin de l'été. Il s'agit d'une information importante permettant de savoir les moments les plus propices aux inondations. Une série temporelle suffisamment grande permet d'observer les tendances dans le « *timing* » des périodes de crue. Des changements possibles du « *timing* » sont grandement contrôlés par les variations climatiques (Whitfield et al., 2012). Il s'agit alors d'un décalage des périodes de crue pouvant survenir plus tôt. Pour observer les changements dans les régimes de crue, l'utilisation des signatures hydrologiques est possible. L'étude faite dans les bassins versants de la Haute Gaspésie montre que l'utilisation des signatures permet de distinguer la réponse hydrologique rapide et lente. Avec une série temporelle suffisamment grande, les changements dans les régimes de crue peuvent alors être observés.

Dans cet ordre d'idée, l'utilisation des pics au-delà d'un seuil (POT) est fort utile. Dans des recherches établies au Canada sur 132 stations de jaugeage, cette signature hydrologique a permis d'observer des modifications dans les régimes de crues. Effectivement, Burn et al., (2016) ont déterminé basé sur l'utilisation du POT que des changements se produisent dans le régime de crues. Ce changement se traduit par 1) un dépassement de crue où le débit excède le seuil, 2) une diminution des dépassements durant la fonte des neiges et des événements de crues plus hâtives. Le dépassement des seuils plus fréquent augmente ainsi le risque lié aux inondations. Outre le POT, on peut considérer la pente de la courbe fréquence-magnitude comme outil pour déterminer le potentiel d'inondation. Il s'agit d'un des plus populaires outil dans utilisé par les hydrologistes pour démontrer la variabilité des écoulements en rivière (Boscarello et al., 2016; L. Cheng et al., 2012). Comme expliqué dans la section méthodologie, le dégrée de la pente FDC décrit le caractère réactif du bassin versant. Observer la rapidité de la réponse hydrologique permet de comprendre le temps de voyagement de l'eau dans le bassin versant. Des réponses rapides aux événements de tempête concentrent les ondes de crue accompagnée de plus haut débit (Olin & Beevers, 2024). Ce genre de réponses hydrologiques est à surveiller puisqu'elles peuvent se traduire en inondation. En observant la signature hydrologique de Grande-Vallée, le POT et la pente de FDC sont les plus élevés. Le nombre fois que le seuil de pic de crue est dépassé montre qu'il y a beaucoup de crues dans ce bassin. La pente de FDC élevée indique un bassin réactif aux précipitations. Cette observation confirme que Grande-Vallée serait plus sujet à des inondations en lien avec la rapidité de la réponse hydrologique. Cette affirmation abonde dans le sens des événements de 2021. Lors du passage de l'ouragan Ida, plus de 100 mm de pluie sont tombés au-dessus du bassin versant. Par rapport aux bassins versants que l'on étudie, c'est le seul à avoir vu son lit déborder. Des questions font alors surface : est-ce que les caractéristiques physiques du bassin ont contribué aux inondations par rapport aux autres bassins ? Est-ce que la distribution des précipitations était hétérogène et que Grande-Vallée a reçu plus de pluie que les autres bassins ?

Ensuite, précédant un événement de tempête ou simplement d'intrant en eau susceptible de provoquer des inondations, la lecture de l'hydrogramme est fort utile.

Effectivement, en observant les conditions antécédentes liées au débit de base il est possible d'anticiper le risque. Il s'agit d'un bon indicateur pour la prédiction des risques d'inondation l'effet du débit de base est bien connu dans le domaine, ce qui en fait un bon indicateur pour la prédiction des risques d'inondations (Berghuijs & Slater, 2023; Sharma & Mujumdar, 2024; Shokri et al., 2023; Spellman & Webster, 2020). Le débit de base montre généralement une tendance similaire avec les crues et influence grandement la magnitude des inondations(Sharma & Mujumdar, 2024). Les données générées dans nos bassins et l'application des méthodes de séparation pourraient être utiles pour expliquer les différentes réponses hydrologiques à une magnitude de précipitation similaire. Le BFI nous a permis de déterminer certains bassins avec une réponse plus lente, le volume de débit de base avant un intrant en eau sert pourrait aider à la surveillance des inondations.

À cet égard, on observe que le rôle des eaux souterraines joue un rôle dans l'écoulement fluvial. Malgré cette connaissance son rôle dans les inondations est souvent négligé. Les recherches de Berghuijs & Slater, (2023) ont voulu montrer l'importance des écoulements souterrains sur les inondations spécifiquement en observant les conditions antécédentes. En basant leurs observations sur le débit de base, ils avancent que l'effet du débit de base est plus fort et dure plus longtemps que simplement l'humidité du sol. Les résultats abondent dans ce sens, le débit de base à un fort impact dans la magnitude des inondations. Les périodes antécédentes de 3-4 jours montrent que le débit de base à plus d'influence que la magnitude des précipitations. En observant les tendances de 1981-2018, les chercheurs montrent que la magnitude des inondations est fortement corrélée avec la moyenne annuelle du débit de base.

Troisièmement, la quantification des paramètres morphométriques peut être utilisée dans le contexte de gestion aux risques d'inondations. En effet, certains paramètres comme la densité de drainage, la compacité, la taille des bassins et la longueur du réseau permettent d'établir une priorisation des bassins versants. Il s'agit d'une mesure pertinente pour limiter l'altération des bassins pouvant affecter le voyagement de l'eau, par exemple les coupes forestières (Ozdemir & Bird, 2009). Il y a donc un intérêt à quantifier les caractéristiques physiques des bassins versants. Des méthodes pertinentes ont été appliquées dans plusieurs

contextes. Celles de Choi et al., (2025) comme plusieurs d'entre elles évaluent la vulnérabilité des environnements hydrologique en utilisant des analyses par cluster spatial. Grâce aux caractéristiques morphométriques, une priorisation de sous bassins versants est appliquée. Leur travail consistait de trouver des similarités spatiales afin de de proposer des plans de gestions et de stratégie adaptées aux sous-bassins. Après l'application d'un ACP, huit variables morphométriques ont été retenues. Des interprétations des variables ont permis de produire des recommandations de gestion. Par exemple, les bassins présentant des densités de drainage (Dd), fréquence de drainage (Fs) et intensité de drainage (Di) élevé sont plus susceptibles de produire des ruissellements concentrés associés à une réponse rapide. Dans ces bassins il est proposé de faire des zones pouvant favoriser l'infiltration. Dans d'autres recherches, Meshram & Sharma, (2017) utilisent aussi les analyses statistiques ACP pour produire une priorisation des bassins versants grâce aux variables morphométriques. Cela démontre que l'utilisation de cet outil d'analyse statistique est pertinente puisqu'elle permet de trouver les variables les plus efficaces. En associant les caractéristiques morphométriques avec les caractéristiques relatives à la réponse hydrologique, la priorisation des bassins peut être appliquée. Basé sur ces paramètres on observe rapidement une densité de drainage élevée en forte corrélation avec le nombre de pics de crue par ans et la fréquence élevée de débit. Ces paramètres se trouvant sur l'axe PC1 de notre ACP sont associés à un comportement réactif des bassins versants. Dans ce contexte, un plan de gestion des risques se tournerais vers le bassin de Grande-Vallée par rapport aux bassins de Mont-Saint-Pierre et Marsoui lesquels se trouvent à l'opposé de l'axe.

Finalement, l'utilisation des variables morphométrique est intéressante, puisqu'elle ne requiert pas de données de jaugeage, souvent non existantes dans la plupart des bassins et sous-bassins. Dans notre contexte, une analyse dans les sous-bassins serait encore plus pertinente pour évaluer leur rôle dans la distribution des eaux dans le bassin. Des plans de gestion appliqués aux sous-bassins permettraient d'éviter une altération la réponse hydrologique. Il faut toutefois comprendre que la génération d'inondation est un processus complexe, l'utilisation de la réponse hydrologique, les conditions initiales et la morphométrie permettent de comprendre comment le bassin versant peut réagir en cas de risque

d’inondation. Des altérations possibles dans les bassins peuvent augmenter la réactivité ou la réduire pour atténuer le risque d’inondation. Cependant, ces interventions peuvent se produire au détriment des espèces en place dans le système fluvial dépendant de l’écoulement en place. Un autre volet de la gestion apparait, celle de la gestion des habitats.

4.3.3 Gestion des habitats

Une des premières applications des signatures hydrologiques se fait dans le domaine de l’écologie avec l’arrivée du paradigme d’écoulement naturel proposé par Poff et al., (1997). Le concept se base sur le régime hydrologique que l’on décline en cinq catégories : magnitude, fréquence, durée, *timing* et taux de changement. Poff avance que le régime naturel des écoulements organise et définit les écosystèmes des rivières. Dans ce régime hydrologique, on peut utiliser les signatures des réponses hydrologiques pour déterminer le comportement des bassins versants, comme on a pu le constater dans notre étude. Certaines modifications dans le régime hydrologique peuvent alors affecter les processus géomorphologiques utiles pour l’établissement et le maintien écologique en milieu hydrique. L’importance de comprendre le comportement par le biais des signatures hydrologiques permet de faire un suivi à la suite d’un changement survenu dans le système. Effectivement, appliqués sur une série temporelle suffisamment grande ou exactement à la suite d’une intervention anthropique, ces outils peuvent identifier des changements possibles dans le régime d’écoulement.

Notre analyse des hydrogrammes indique un régime de crue au printemps et à l’automne. Il s'agit d'un mécanisme important qui permet, selon les cas, de maintenir un volume d'eau suffisant pour la végétation à la fin de l'été, d'inonder la plaine afin d'apporter des nutriments dans le chenal de la rivière, ou de servir d'indicateur pour la migration et le frai des poissons (Yarnell et al., 2020). Si on se base sur les écoulements estivaux, la signature liée au débit de base est un indice important pour évaluer les changements et le maintien des écosystèmes. En période d’étiage, la relation avec la réponse des habitats est fortement liée.

Ainsi, notre étude permet de voir que les périodes d'étiage comprennent un volume de débit de base important affichant l'importance de se pencher sur cette période de stress pour les espèces aquatiques. Le débit de base joue deux rôles importants dans l'écosystème : 1) il maintient une connectivité longitudinale au système fluvial, 2) permet de réguler la température des eaux durant ces périodes plus chaudes.

Dans le premier rôle, le débit de base en période estivale maintient la connectivité longitudinale. Il s'agit d'un continuum amont-aval le long du cours d'eau (Zorn et al., 2020). Comme nous l'avons observé, le débit de base en période estivale domine majoritairement l'écoulement fluvial. En absence de précipitations prolongées, le tarissement de l'écoulement reste constant à un point ou l'exfiltration ne peut à elle seule maintenir un écoulement fluvial. Sans l'observer directement, les hydrogrammes générés dans nos bassins montrent ce processus en période estivale. On ne peut pas affirmer que l'écoulement était totalement absent, mais il faut comprendre que le nombre de données manquantes peut nous informer sur la baisse du débit. Effectivement, en observant les données de 2024 on remarque qu'il s'agit de l'année avec le plus de données manquantes. Il s'agit alors d'un moment où les niveaux observés se sont trouvés plus bas que les stations de jaugeages. Cela concorde avec la faible couverture de neige hivernale, les records de température et le manque de précipitions survenu durant l'été 2024 (MELCCa, 2025; MELCCb, 2025). Bien qu'on ne puisse pas observer si l'écoulement était interrompu on peut s'imaginer que l'impact sur les espèces aquatiques n'est pas avantageux. Les études de Malish et al., (2023) montrent lorsque les cours s'assèchent il y a une désescalade rapide de la connectivité. Dans ce cas la connectivité est longitudinale, il s'agit d'un continuum le long du cours d'eau. Dès qu'il y a déconnexion, l'habitat est alors fragmenté. Il y a alors un effet sur la distribution dans la chaine alimentaire des espèces aquatiques la distribution des espèces. Le rôle du débit de base dans ces périodes d'étiages est alors primordial pour le maintien d'un habitat de qualité. Le contrôle sur le débit de base comme nous l'avons observé est la morphométrie, le climat et l'utilisation du sol. Une recharge aucunement suffisante pour maintenir un débit de base ou une fonte hâtive peut provoquer un tarissement plus tôt en saison. Les effets sont considérables sur les poissons, Malish et al., (2023) expliquent que si le moment de la

sécheresse se produit durant la période de frais, il pourrait avoir un effet négatif à long terme sur la structure de l'écosystème.

Le deuxième rôle du débit de base est le maintien de refuge thermique spécialement en période estivale. La contribution des eaux souterraines est facteur important pour la stabilité et la diminution de la température dans les cours d'eau (Story et al., 2003; Webb et al., 2008; Yarnell et al., 2022). L'exfiltration dans les cours peut alors générer ce qu'on l'on nomme des refuges thermiques. Il s'agit de zones où se produit une anomalie de température généralement plus froide (Fakhari et al., 2025). Pour les espèces de poisson, par exemple le saumon atlantique, la température de l'eau est un facteur important pour le bienêtre de l'espèce. L'augmentation de la température peut-être néfaste due à leur faible tolérance. On peut donc s'attendre avec les changements climatiques une augmentation des températures . Notre étude n'a pas cumulé les températures dans les cours d'eau durant les débits d'étiage. On peut toutefois observer qu'étant donné le débit de base est généralement plus faible dans le bassin de Grande-Vallée et Rivière-à-Claude que les températures en périodes d'étiage sont plus élevées que Mont-Louis et Mont-Saint-Pierre.

Finalement, l'étude de la réponse hydrologique est pertinente dans les pratiques de gestion liée à la ressource hydrique. Les variations de magnitude, fréquence, durée, timing et taux de changement peuvent être analysées à l'aide de signatures hydrologiques, ce qui facilite l'évaluation des altérations du régime hydrologique. Un suivi régulier rend possibles la détection de ces altérations et la compréhension de leurs effets sur les communautés biologiques. Un manque en eaux souterrain peut autant affecter notre utilisation et notre qualité de vie que celle des espèces. À l'inverse, des accumulations importantes de précipitations dans les bonnes conditions peuvent provoquer des inondations. La compréhension des processus et des facteurs pouvant les contrôler le transfert hydrique est la première étape pour appliquer des plans de suivi et de gestion.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les bassins versants sont des systèmes complexes et hétérogènes qui intègrent à la fois des éléments morphologiques et anthropiques. Le transfert vers les exutoires est influencé par la réaction de la dynamique des écoulements liée à ces composantes. En plus des éléments présents dans un bassin, l'effet climatique ajoute une complexité à leur dynamisme. La quantité et la rapidité des transferts hydriques sont déterminantes pour les changements globaux dans le cycle hydrologique terrestre. Ces changements entraînent des problèmes à la fois pour la disponibilité de la ressource en eau et pour les risques naturels. Il est donc crucial d'effectuer une analyse approfondie des dynamiques au sein des bassins versants pour comprendre leur comportement. Pour cette analyse, il est nécessaire de prendre en compte la réponse hydrologique à l'aide des outils fournis, tels que l'hydrogramme de crue.

Dans cet ordre d'idée, cette étude cherchait à déterminer le comportement hydrologique de cinq bassins versants en Haute-Gaspésie. En appliquant une caractérisation de la réponse hydrologique, les composantes des écoulements rapides et lents des écoulements ont pu être identifiées. Les signatures hydrologiques associées à une forte fréquence de pic et une faible durée de montées reflètent le caractère rapide des bassins dans lesquels on voit moins d'infiltration. Comme on peut le voir avec les bassins versants de Grande-Vallée et de Rivière-à-Claude. Contrairement aux bassins de Mont-Louis, Mont-Saint-Pierre et Marsoui lesquels affichent des BFI élevés associés à des écoulements plus lents. Les résultats d'analyses de statistiques montrent que les variables permettant d'expliquer la différence entre les bassins versants sont associées au type de dépôts de surface et que les variables morphométriques ne peuvent à elles seules informer sur les composantes rapides et lentes des écoulements, ainsi que la différence entre les bassins par la faible variabilité entre elles. Ce constat explique la faible distance entre les catégories générées par l'algorithme non supervisé de K-means.

Cette étude a mis de l'avant une série de méthode permettant l'évaluation des comportements hydrologiques des bassins versants nécessaires dans une cadre de gestion des

ressources hydriques en analysant les écoulements de base que l'on associe à la recharge. De plus, en appliquant une catégorisation les outils peuvent être utilisés pour prioriser la surveillance des bassins versants sujets à des risques d'inondations et de faire un suivi des méthodes d'atténuations dans la gestion du risque. Finalement, ces outils permettent aussi de faire un suivi des changements possibles dans le régime hydrologique nécessaire pour les habitats aquatiques.

À travers cette étude on peut comprendre qu'il est difficile d'associer un élément précis aux dynamiques des écoulements. Cependant, l'étude est un bon tremplin pour combler les incertitudes méthodologiques :

- Déterminer le débit réel d'un bassin versant avec la construction d'une courbe de tarage peut-être un travail difficile, car l'incertitude reste très grande. Dans le cas actuel, l'outil BaRatin semble être très efficace pour diminuer cette incertitude en se basant sur certaines caractéristiques physiques du cours d'eau et en segmentant la courbe de tarage.

- L'utilisation de plusieurs méthodes de séparation a permis de comprendre qu'il peut y avoir certaines similitudes à travers les méthodes et que leur utilisation combinée permet d'avoir une vue d'ensemble du comportement de l'écoulement de base. Lorsque la série temporelle de débit présente des données manquantes que la méthode Lyne-Hollick semble la plus efficace.

- Les signatures hydrologiques offrent une quantification fiable de la réponse hydrologique, tant pour caractériser la réactivité globale des bassins que le comportement spécifique des crues.

- Les paramètres morphométriques permettent une quantification des caractéristiques physiques des bassins versants. Elles sont faciles à générer et peuvent être associées à des composantes rapides et lentes des écoulements. Cependant, les limites présentent dans les méthodes sont aussi à considérer, car le nombre de bassins versants étudiés n'est pas suffisant pour établir un constat dans

leur contexte. Bien que l'objectif n'ait pas été de généraliser les résultats à l'échelle du Québec, l'étude se concentrait plutôt sur la Haute-Gaspésie, une région où très peu de petits bassins versants sont jaugés et où les données hydrologiques disponibles demeurent rares. Dans cette optique, la variabilité relativement faible des paramètres morphométriques entre les bassins étudiés reflète davantage les caractéristiques locales du territoire que de véritables contrastes régionaux. Une comparaison avec des bassins d'autres régions présentant des morphologies plus contrastées permettrait de bien cerner les caractéristiques physiques associées aux composantes rapide et lente des écoulements.

- L'analyse multivariée par composantes principales (ACP) est un outil pertinent lorsque la base donnée est grande et que l'on veut réduire les variables sans perdre l'information nécessaire à la caractérisation des bassins versants. De plus, l'utilisation de l'algorithme non supervisé K-means permet de comprendre si les bassins ont des comportements différents. Dans ce sens, on peut régionaliser les bassins selon leur comportement. La limite présente dans cette étude est liée à la proximité des bassins versants, ce qui finalement présente un faible écart entre les catégories de bassin versant identifié par l'outil.

Au-delà des résultats obtenus, cette étude se distingue par l'utilisation d'une base de données hydrologiques entièrement originale provenant de cinq petits bassins versants de la Haute-Gaspésie, instrumentés sur une période de cinq années. Très peu de petits bassins versants sont jaugés en Gaspésie, et les stations existantes concernent les bassins de plus grandes tailles. La création de stations de mesure, de développement de courbe de tarage et d'une analyse détaillée des hydrogrammes, permet d'apporter un éclairage sur la dynamique hydrologique des petits bassins versants en Haute-Gaspésie. Ce type d'information n'a jamais été documenté auparavant dans cette région.

Finalement, pour de futures études portant sur la réponse hydrologique en Haute-Gaspésie (ou dans une autre région avec un faible nombre de bassins), l'analyse devrait continuer de s'appuyer sur les signatures hydrologiques, puisque ce sont des variables pertinentes pour

décrire le comportement. Toutefois, elles gagneraient à être combinées à d'autres variables que la seule morphométrie, dont la variabilité peut rester faible à l'échelle locale. L'intégration de données de précipitations (quantité, intensité, type pluie/neige et distribution spatiale) apparaît notamment comme une avenue prometteuse, car l'hétérogénéité des précipitations peut varier même entre bassins géographiquement proches.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Allan, R. P., Liu, C., Zahn, M., Lavers, D. A., Koukouvagias, E., & Bodas-Salcedo, A. (2014). Physically Consistent Responses of the Global Atmospheric Hydrological Cycle in Models and Observations. *Surveys in Geophysics*, *35*(3), 533-552. https://doi.org/10.1007/s10712-012-9213-z

Anctil, F., Rouselle, J., & Lauzon, N. (2012). *Hydrologie—Cheminement de l'eau*. PRESSES INTERN. POLYTECHNIQUE.

Baker, M. A., Arp, C. D., Goodman, K. J., Marcarelli, A. M., & Wurtsbaugh, W. A. (2016). Stream-Lake Interaction. Dans *Stream Ecosystems in a Changing Environment* (p. 321-348). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-405890-3.00007-5

Berghuijs, W. R., & Slater, L. J. (2023). Groundwater shapes North American river floods. *Environmental Research Letters*, *18*(3), 034043. https://doi.org/10.1088/1748-9326/acbecc

Besnard, A. G., La Jeunesse, I., Pays, O., & Secondi, J. (2013). Topographic wetness index predicts the occurrence of bird species in floodplains. *Diversity and Distributions*, *19*(8), 955-963. https://doi.org/10.1111/ddi.12047

Betancur, S. B., Gastmans, D., Vásquez, K. V., Santarosa, L. V., Santos, V. D., & Kirchheim, R. E. (2020). Hydrological responses in equatorial watersheds indicated by Principal

Components Analysis (PCA) – study case in Atrato River Basin (Colombia). *RBRH*, *25*, e45. https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190165

Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Bulletin*, *24*(1), 43-69. https://doi.org/10.1080/02626667909491834

Bloomfield, J. P., Allen, D. J., & Griffiths, K. J. (2009). Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis : An illustration from the Thames Basin, UK. *Journal of Hydrology*, *373*(1-2), 164-176. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.025

Bloomfield, J. P., Gong, M., Marchant, B. P., Coxon, G., & Addor, N. (2021). How is Baseflow Index (BFI) impacted by water resource management practices? *Hydrology and Earth System Sciences*, *25*(10), 5355-5379. https://doi.org/10.5194/hess-25-5355-2021

Blöschl, G. (2022). Three hypotheses on changing river flood hazards. *Hydrology and Earth System Sciences*, *26*(19), 5015-5033. https://doi.org/10.5194/hess-26-5015-2022

Boscarello, L., Ravazzani, G., Cislaghi, A., & Mancini, M. (2016). Regionalization of Flow-Duration Curves through Catchment Classification with Streamflow Signatures and Physiographic–Climate Indices. *Journal of Hydrologic Engineering*, *21*(3), 05015027. https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001307

Briggs, M. A., Newman, C., Benton, J. R., Rey, D. M., Konrad, C. P., Ouellet, V., Torgersen, C. E., Gruhn, L., Fleming, B. J., Gazoorian, C., & Doctor, D. H. (2025). James Buttle

Review : The Characteristics of Baseflow Resilience Across Diverse Ecohydrological Terrains. *Hydrological Processes*, *39*(3), e70101. https://doi.org/10.1002/hyp.70101

Bronstert, A., Niehoff, D., & Bürger, G. (2002). Effects of climate and land-use change on storm runoff generation : Present knowledge and modelling capabilities. *Hydrological Processes*, *16*(2), 509-529. https://doi.org/10.1002/hyp.326

Buffin-Bélanger, T., Cloutier, C.-A., Tremblay, C., Chaillou, G., & Larocque, M. (2016). Dynamics of groundwater floodwaves and groundwater flood events in an alluvial aquifer. *Canadian Water Resources Journal / Revue Canadienne Des Ressources Hydriques*, *41*(4), 469-483. https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1102651

Burn, D. H., Whitfield, P. H., & Sharif, M. (2016). Identification of changes in floods and flood regimes in Canada using a peaks over threshold approach. *Hydrological Processes*, *30*(18), 3303-3314. https://doi.org/10.1002/hyp.10861

Chapman, T. G., & Maxwell, A. I. (1996). Baseflow separation—Comparison of numerical methods with tracer experiments. Dans *Hydrology and water resources symposium 1996 : Water and the environment; preprints of papers*. Institution of Engineers, Australia. https://search.informit.org/doi/10.3316/informit.360361071346753

Charlton, R. (2010). *Fundamentals of fluvial geomorphology* (Repr). Routledge.

Cheng, L., Yaeger, M., Viglione, A., Coopersmith, E., Ye, S., & Sivapalan, M. (2012). Exploring the physical controls of regional patterns of flow duration curves – Part 1 : Insights from statistical analyses. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(11), 4435-4446. https://doi.org/10.5194/hess-16-4435-2012

Cheng, S., Tong, X., & Illman, W. A. (2022). Evaluation of baseflow separation methods with real and synthetic streamflow data from a watershed. *Journal of Hydrology*, *613*, 128279. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128279

Choi, S. Y., Jo, C. D., & Kwon, H. G. (2025a). Management watershed identification of sub-watersheds using spatial pattern analysis of watershed morphometric variables. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, *62*, 102807. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102807

Choi, S. Y., Jo, C. D., & Kwon, H. G. (2025b). Management watershed identification of sub-watersheds using spatial pattern analysis of watershed morphometric variables. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, *62*, 102807. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102807

Clausen, B., & Biggs, B. J. F. (2000). Flow variables for ecological studies in temperate streams : Groupings based on covariance. *Journal of Hydrology*, *237*(3-4), 184-197. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00306-1

Costa, J. E. (1987). Hydraulics and basin morphometry of the largest flash floods in the conterminous United States. *Journal of Hydrology*, *93*(3-4), 313-338. https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90102-8

Croteau, A., Nastev, M., & Lefebvre, R. (2010). Groundwater Recharge Assessment in the Chateauguay River Watershed. *Canadian Water Resources Journal*, *35*(4), 451-468. https://doi.org/10.4296/cwrj3504451

Daigle, A., Boyer, C., & St-Hilaire, André. (2022). *Caractérisation du régime thermique des rivières du Québec pour l'évaluation de la sensibilité des cours d'eau aux débits*

d'étiage : Rapport final. Centre Eau, Terre et Environnement, Institut national de la recherche scientifique.

Dana, R. D., Soilihudin, D., Silalahi, R. H., Kurnia, D. A., & Hayati, U. (2021). Competency test clustering through the application of Principal Component Analysis (PCA) and the K-Means algorithm. *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, *1088*(1), 012038. https://doi.org/10.1088/1757-899X/1088/1/012038

Ding, C., & He, X. (2004). *K* -means clustering via principal component analysis. *Twenty-First International Conference on Machine Learning - ICML '04*, 29. https://doi.org/10.1145/1015330.1015408

Dingman, S. L. (2002). *Physical hydrology* (Third edition). Waveland Press, Inc.

Dubois, E., Larocque, M., Gagné, S., & Meyzonnat, G. (2021). Simulation of long-term spatiotemporal variations in regional-scale groundwater recharge : Contributions of a water budget approach in cold and humid climates. *Hydrology and Earth System Sciences*, *25*(12), 6567-6589. https://doi.org/10.5194/hess-25-6567-2021

Duncan, H. P. (2019). Baseflow separation – A practical approach. *Journal of Hydrology*, *575*, 308-313. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.040

Dunne, T., & Black, R. D. (1970). Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, *6*(5), 1296-1311. https://doi.org/10.1029/WR006i005p01296

Ebel, B. A., & Mirus, B. B. (2014). Disturbance hydrology : Challenges and opportunities. *Hydrological Processes*, *28*(19), 5140-5148. https://doi.org/10.1002/hyp.10256

Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, *19*(2), 507-515. https://doi.org/10.1002/hyp.5675

Fakhari, M., St-Hilaire, A., & Martel, R. (2025). Thermal refuge modeling : A short review. *Environmental Reviews*, *33*, 1-10. https://doi.org/10.1139/er-2025-0106

Gannon, J. P., Kelleher, C., & Zimmer, M. (2022). Controls on watershed flashiness across the continental US. *Journal of Hydrology*, *609*, 127713. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127713

Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Birks, S. J., St Amour, N. A., Buhay, W. M., McEachern, P., Wolfe, B. B., & Peters, D. L. (2005). Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrological Processes*, *19*(1), 303-327. https://doi.org/10.1002/hyp.5766

Gleeson, T., Wang-Erlandsson, L., Porkka, M., Zipper, S. C., Jaramillo, F., Gerten, D., Fetzer, I., Cornell, S. E., Piemontese, L., Gordon, L. J., Rockström, J., Oki, T., Sivapalan, M., Wada, Y., Brauman, K. A., Flörke, M., Bierkens, M. F. P., Lehner, B., Keys, P., … Famiglietti, J. S. (2020). Illuminating water cycle modifications and Earth system resilience in the Anthropocene. *Water Resources Research*, *56*(4). https://doi.org/10.1029/2019WR024957

Gonzales, A. L., Nonner, J., Heijkers, J., & Uhlenbrook, S. (2009). Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*

Horner, I., Renard, B., Le Coz, J., Branger, F., McMillan, H. K., & Pierrefeu, G. (2018). Impact of Stage Measurement Errors on Streamflow Uncertainty. *Water Resources Research*, *54*(3), 1952-1976. https://doi.org/10.1002/2017WR022039

Horton. (1933). The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *14*(1), 446-460. https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446

Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drain age basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the geological society of america*, *56*.

Huet, M., Chesnaux, R., Boucher, M.-A., & Poirier, C. (2016). Comparing various approaches for assessing groundwater recharge at a regional scale in the Canadian Shield. *Hydrological Sciences Journal*, *61*(12), 2267-2283. https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1106544

Huntington, T. G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle : Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, *319*(1-4), 83-95. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003

Jackson, J. E. (1991). *A Use's Guide to Principal Components* (1re éd.). Wiley. https://doi.org/10.1002/0471725331

Jolliffe, I. T., & Cadima, J. (2016). Principal component analysis : A review and recent developments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *374*(2065), 20150202. https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0202

Kienzler, P. M., & Naef, F. (2008). Temporal variability of subsurface stormflow formation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*

Knighton, D. (1998). *Fluvial forms and processes : A new perspective*. Routledge, Taylor & Francis Group. https://doi.org/10.4324/9780203784662

Kohnová, S., Rončák, P., Hlavčová, K., Szolgay, J., & Rutkowska, A. (2019). Future impacts of land use and climate change on extreme runoff values in selected catchments of Slovakia. *Meteorology Hydrology and Water Management*, *7*(1). https://doi.org/10.26491/mhwm/97254

Ladson, A., Brown, R., Neal, B., & Nathan, R. (2013). A standard approach to baseflow separation using the Lyne and Hollick filter. *Australian Journal of Water Resources*, *17*(1). https://doi.org/10.7158/W12-028.2013.17.1

Lang, M., Ouarda, T. B. M. J., & Bobée, B. (1999). Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology*, *225*(3-4), 103-117. https://doi.org/10.1016/s0022-1694(99)00167-5

Le Coz, J., Renard, B., Bonnifait, L., Boursicaud, R. L., Branger, F., & Mansanarez, V. (2014). *Guide pratique de la méthode BaRatin pour l'analyse des courbes de tarage et de leurs incertitudes*.

Lengyel, A., & Botta-Dukát, Z. (2019). Silhouette width using generalized mean—A flexible method for assessing clustering efficiency. *Ecology and Evolution*, *9*(23), 13231-13243. https://doi.org/10.1002/ece3.5774

Lepeška, T. (2016). The impact of impervious surfaces on ecohydrology and health in urban ecosystems of Banská Bystrica (Slovakia). *Soil and Water Research*, *11*(1), 29-36. https://doi.org/10.17221/65/2015-SWR

Lin, K., Guo, S., Zhang, W., & Liu, P. (2007). A new baseflow separation method based on analytical solutions of the Horton infiltration capacity curve. *Hydrological Processes*, *21*(13), 1719-1736. https://doi.org/10.1002/hyp.6357

Lyne, V., & Hollick, M. (1979). *Stochastic_time_variable_rainfall_runoff.pdf*.

Lyu, S., Zhai, Y., Zhang, Y., Cheng, L., Kumar Paul, P., Song, J., Wang, Y., Huang, M., Fang, H., & Zhang, J. (2022). Baseflow signature behaviour of mountainous catchments around the North China Plain. *Journal of Hydrology*, *606*, 127450. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127450

Malish, M. C., Gao, S., Kopp, D., Hong, Y., Allen, D. C., & Neeson, T. (2023). Small increases in stream drying can dramatically reduce ecosystem connectivity. *Ecosphere*, *14*(3), e4450. https://doi.org/10.1002/ecs2.4450

Mao, B., Wang, X., Jia, S., & Liu, Z. (2024). Multi-methods to investigate the baseflow : Insight from watershed scale spatiotemporal variety perspective. *Ecological Indicators*, *158*, 111573. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2024.111573

McGuire, K. J., Klaus, J., & Jackson, C. R. (2024). JAMES BUTTLE REVIEW : Interflow, subsurface stormflow and throughflow: A synthesis of field work and modelling. *Hydrological Processes*, *38*(9), e15263. https://doi.org/10.1002/hyp.15263

McMillan, H. K. (2021). A review of hydrologic signatures and their applications. *WIREs Water*, *8*(1), e1499. https://doi.org/10.1002/wat2.1499

McMillan, H. K., Westerberg, I., & Branger, F. (2017). Five guidelines for selecting hydrological signatures. *Hydrological Processes*, *31*(26), 4757-4761. https://doi.org/10.1002/hyp.11300

MELCCa. (2025). *État du couvert de neige au sol*. https://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/couvert-neige-sol/index.asp

MELCCb. (2025). *Été 2024 : L'été le plus chaud, pour une deuxième année consécutive*. https://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/Faits-saillants/2024/ete.htm

Memon, A. V., Patel, Y. S., & Parangi, T. (2024). Exploring watershed dynamics : A comprehensive review on morphometric analysis and geospatial techniques. *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, *30*(5), 744-757. https://doi.org/10.1080/09715010.2024.2383184

Meshram, S. G., & Sharma, S. K. (2017). Prioritization of watershed through morphometric parameters : A PCA-based approach. *Applied Water Science*, *7*(3), 1505-1519. https://doi.org/10.1007/s13201-015-0332-9

Miller, O. L., Miller, M. P., Longley, P. C., Alder, J. R., Bearup, L. A., Pruitt, T., Jones, D. K., Putman, A. L., Rumsey, C. A., & McKinney, T. (2021). How Will Baseflow Respond to Climate Change in the Upper Colorado River Basin? *Geophysical Research Letters*, *48*(22), e2021GL095085. https://doi.org/10.1029/2021GL095085

Ministère des ressources naturelles et des forêts. (2025). *Cartographie de l'occupation des terres du Québec : Guide d'utilisation*. Ministère des ressources naturelles et des forêts.

Nathan et McMahon—1990—Evaluation of automated techniques for base flow a.pdf. (s. d.).

Newton, B., & Spence, C. (2023). JAMES BUTTLE REVIEW : A resilience framework for physical hydrology. *Hydrological Processes*, *37*(7), e14926. https://doi.org/10.1002/hyp.14926

Nicótina, L., Alessi Celegon, E., Rinaldo, A., & Marani, M. (2008). On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. *Water Resources Research*, *44*(12), 2007WR006654. https://doi.org/10.1029/2007WR006654

O'Brien, R. J., Misstear, B. D., Gill, L. W., Deakin, J. L., & Flynn, R. (2013). Developing an integrated hydrograph separation and lumped modelling approach to quantifying hydrological pathways in Irish river catchments. *Journal of Hydrology*, *486*, 259-270. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.034

Odiji, C. A., Aderoju, O. M., Eta, J. B., Shehu, I., Mai-Bukar, A., & Onuoha, H. (2021). Morphometric analysis and prioritization of upper Benue River watershed, Northern Nigeria. *Applied Water Science*, *11*(2), 41. https://doi.org/10.1007/s13201-021-01364-x

Olden, J. D., & Poff, N. L. (2003). Redundancy and the choice of hydrologic indices for characterizing streamflow regimes. *River Research and Applications*, *19*(2), 101-121. https://doi.org/10.1002/rra.700

Olin, B., & Beevers, L. (2024). River Flashiness in Great Britain : A Spatio-Temporal Analysis. *Atmosphere*, *15*(9), 1025. https://doi.org/10.3390/atmos15091025

Ozdemir, H., & Bird, D. (2009). Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and DEM in point of floods. *Environmental Geology*, *56*(7), 1405-1415. https://doi.org/10.1007/s00254-008-1235-y

Özgen-Xian, I., Molins, S., Johnson, R. M., Xu, Z., Dwivedi, D., Loritz, R., Mital, U., Ulrich, C., Yan, Q., & Steefel, C. I. (2023). Understanding the hydrological response of a headwater-dominated catchment by analysis of distributed surface–subsurface

interactions. *Scientific Reports*, *13*(1), 4669. https://doi.org/10.1038/s41598-023-31925-w

Pareta, K., & Pareta, U. (2011). *Quantitative Morphometric Analysis of a Watershed of Yamuna Basin, India using ASTER (DEM) Data and GIS*. *2*(1).

Pendergrass, A. G., Knutti, R., Lehner, F., Deser, C., & Sanderson, B. M. (2017). Precipitation variability increases in a warmer climate. *Scientific Reports*, *7*(1), 17966. https://doi.org/10.1038/s41598-017-17966-y

Peskett, L. M., Heal, K. V., MacDonald, A. M., Black, A. R., & McDonnell, J. J. (2023). Land cover influence on catchment scale subsurface water storage investigated by multiple methods : Implications for UK Natural Flood Management. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, *47*, 101398. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101398

Poff, N. L., Allan, J. D., Bain, M. B., Karr, J. R., Prestegaard, K. L., Richter, B. D., Sparks, R. E., & Stromberg, J. C. (1997). The Natural Flow Regime. *BioScience*, *47*(11), 769-784. https://doi.org/10.2307/1313099

Poirier, C., & Lessard-Fontaine, A. (2012). *Estimation des débits de base par le CEHQ pour le PACES*.

Raja Shekar, P., & Mathew, A. (2024). Morphometric analysis of watersheds : A comprehensive review of data sources, quality, and geospatial techniques. *Watershed Ecology and the Environment*, *6*, 13-25. https://doi.org/10.1016/j.wsee.2023.12.001

Ramachandra Rao, A., & Srinivas, V. V. (2006). Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis. *Journal of Hydrology*, *318*(1-4), 37-56. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.003

Reidy Liermann, C. A., Olden, J. D., Beechie, T. J., Kennard, M. J., Skidmore, P. B., Konrad, C. P., & Imaki, H. (2012). HYDROGEOMORPHIC CLASSIFICATION OF WASHINGTON STATE RIVERS TO SUPPORT EMERGING ENVIRONMENTAL FLOW MANAGEMENT STRATEGIES. *River Research and Applications*, *28*(9), 1340-1358. https://doi.org/10.1002/rra.1541

Rhodes, E. C., Talchabhadel, R., & Jordan, T. (2024). A changing river : Long-term changes of sinuosity and land cover in the Navasota River Watershed, Texas. *River*, *3*(2), 152-165. https://doi.org/10.1002/rvr2.85

Rodionova, O., Kucheryavskiy, S., & Pomerantsev, A. (2021). Efficient tools for principal component analysis of complex data—A tutorial. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, *213*, 104304. https://doi.org/10.1016/j.chemolab.2021.104304

Romshoo, S. A., Bhat, S. A., & Rashid, I. (2012). Geoinformatics for assessing the morphometric control on hydrological response at watershed scale in the Upper Indus Basin. *Journal of Earth System Science*, *121*(3), 659-686. https://doi.org/10.1007/s12040-012-0192-8

Safeeq, M., Grant, G. E., Lewis, S. L., & Tague, Christina. L. (2013). Coupling snowpack and groundwater dynamics to interpret historical streamflow trends in the western United States. *Hydrological Processes*, *27*(5), 655-668. https://doi.org/10.1002/hyp.9628

Sambito, M., Severino, A., Freni, G., & Neduzha, L. (2021). A Systematic Review of the Hydrological, Environmental and Durability Performance of Permeable Pavement Systems. *Sustainability*, *13*(8), 4509. https://doi.org/10.3390/su13084509

Saraiva Okello, A. M. L., Uhlenbrook, S., Jewitt, G. P. W., Masih, I., Riddell, E. S., & Van Der Zaag, P. (2018). Hydrograph separation using tracers and digital filters to quantify runoff components in a semi-arid mesoscale catchment. *Hydrological Processes*, *32*(10), 1334-1350. https://doi.org/10.1002/hyp.11491

Sawicz, K., Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P. A., & Carrillo, G. (2011). Catchment classification : Empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern USA. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*

Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, *10*(1), 18-39. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2

Schwartz, S. S. (2007). Automated Algorithms for Heuristic Base-Flow Separation[1]. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, *43*(6), 1583-1594. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00130.x

Şen, Z. (2020). Hydrology. Dans Z. Şen, *Earth Systems Data Processing and Visualization Using MATLAB* (p. 53-87). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01542-8_3

Shamir, E., Imam, B., Morin, E., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (2005). The role of hydrograph indices in parameter estimation of rainfall-runoff models. *Hydrological Processes*, *19*(11), 2187-2207. https://doi.org/10.1002/hyp.5676

Sharghi, E., Nourani, V., Soleimani, S., & Sadikoglu, F. (2018). Application of different clustering approaches to hydroclimatological catchment regionalization in mountainous regions, a case study in Utah State. *Journal of Mountain Science*, *15*(3), 461-484. https://doi.org/10.1007/s11629-017-4454-4

Sharma, S., & Mujumdar, P. P. (2024). Baseflow significantly contributes to river floods in Peninsular India. *Scientific Reports*, *14*(1), 1251. https://doi.org/10.1038/s41598-024-51850-w

Shaukat, S. S., Rao, T. A., & Khan, M. A. (2016). Impact of sample size on principal component analysis ordination of an environmental data set : Effects on eigenstructure. *Ekológia (Bratislava)*, *35*(2), 173-190. https://doi.org/10.1515/eko-2016-0014

Shokri, A., Shokri, A., & Koupai, J. A. (2023). Pre-event base flow as a useful indicator for flood forecasting. *Advances in Water Resources*, *180*, 104539. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2023.104539

Sivapalan, M. (2005). Pattern, Process and Function : Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. Dans M. G. Anderson & J. J. McDonnell (Éds.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences* (1re éd.). Wiley. https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa012

Sloto, R. A., & Crouse, M. Y. (1996). *HYSEP : A Computer Program for Streamflow Hydrograph Separation and Analysis*. https://doi.org/10.3133/wri964040

Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology : A review. *Journal of Hydrology*, *240*(3-4), 147-186. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1

Spellman, P., & Webster, V. (2020). Quantifying Long-Term and Event-Scale Baseflow Effects across the Flood Frequency Curve. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, *56*(5), 868-881. https://doi.org/10.1111/1752-1688.12852

Sreedevi, P. D., Sreekanth, P. D., Khan, H. H., & Ahmed, S. (2013). Drainage morphometry and its influence on hydrology in an semi arid region : Using SRTM data and GIS. *Environmental Earth Sciences*, *70*(2), 839-848. https://doi.org/10.1007/s12665-012-2172-3

Stoelzle, M., Schuetz, T., Weiler, M., Stahl, K., & Tallaksen, L. M. (2020). Beyond binary baseflow separation : A delayed-flow index for multiple streamflow contributions. *Hydrology and Earth System Sciences*, *24*(2), 849-867. https://doi.org/10.5194/hess-24-849-2020

Story, A., Moore, R. D., & Macdonald, J. S. (2003). Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads : Downstream cooling linked to subsurface hydrology. *Canadian Journal of Forest Research*, *33*(8), 1383-1396. https://doi.org/10.1139/x03-087

Tallasken, L. M. (1995). *A review of baseflow recession analysis*. Journal of Hydrology.

Tan, X., Liu, B., & Tan, X. (2020). Global Changes in Baseflow Under the Impacts of Changing Climate and Vegetation. *Water Resources Research*, *56*(9), e2020WR027349. https://doi.org/10.1029/2020WR027349

Tularam, G. A., & Ilahee, M. (2008). Exponential Smoothing Method of Base Flow Separation and Its Impact on Continuous Loss Estimates. *American Journal of Environmental Sciences*, *4*(2), 136-144. https://doi.org/10.3844/ajessp.2008.136.144

Uhlenbrook, S., & Hoeg, S. (2003). Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations : A case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, *17*(2), 431-453. https://doi.org/10.1002/hyp.1134

Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P. A., McGlynn, B. L., Harman, C. J., Gupta, H. V., Kumar, P., Rao, P. S. C., Basu, N. B., & Wilson, J. S. (2010). The future of hydrology : An evolving science for a changing world. *Water Resources Research*, *46*(5), 2009WR008906. https://doi.org/10.1029/2009WR008906

Wang, L., Cui, S., Li, Y., Huang, H., Manandhar, B., Nitivattananon, V., Fang, X., & Huang, W. (2022). A review of the flood management : From flood control to flood resilience. *Heliyon*, *8*(11), e11763. https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2022.e11763

Wang, Y., Meili, N., & Fatichi, S. (2023). Evidence and Controls of the Acceleration of the Hydrological Cycle Over Land. *Water Resources Research*, *59*(8), e2022WR033970. https://doi.org/10.1029/2022WR033970

Waterman, B. R., Alcantar, G., Thomas, S. G., & Kirk, M. F. (2022). Spatiotemporal variation in runoff and baseflow in watersheds located across a regional precipitation gradient. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, *41*, 101071. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101071

Webb, B. W., Hannah, D. M., Moore, R. D., Brown, L. E., & Nobilis, F. (2008). Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, *22*(7), 902-918. https://doi.org/10.1002/hyp.6994

Whitfield, P. H., Burn, D. H., Hannaford, J., Higgins, H., Hodgkins, G. A., Marsh, T., & Looser, U. (2012). Reference hydrologic networks I. The status and potential future directions of national reference hydrologic networks for detecting trends. *Hydrological Sciences Journal*, *57*(8), 1562-1579. https://doi.org/10.1080/02626667.2012.728706

Winstral, A., & Marks, D. (2002). Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment. *Hydrological Processes*, *16*(18), 3585-3603. https://doi.org/10.1002/hyp.1238

Yang, D., Yang, Y., & Xia, J. (2021). Hydrological cycle and water resources in a changing world : A review. *Geography and Sustainability*, *2*(2), 115-122. https://doi.org/10.1016/j.geosus.2021.05.003

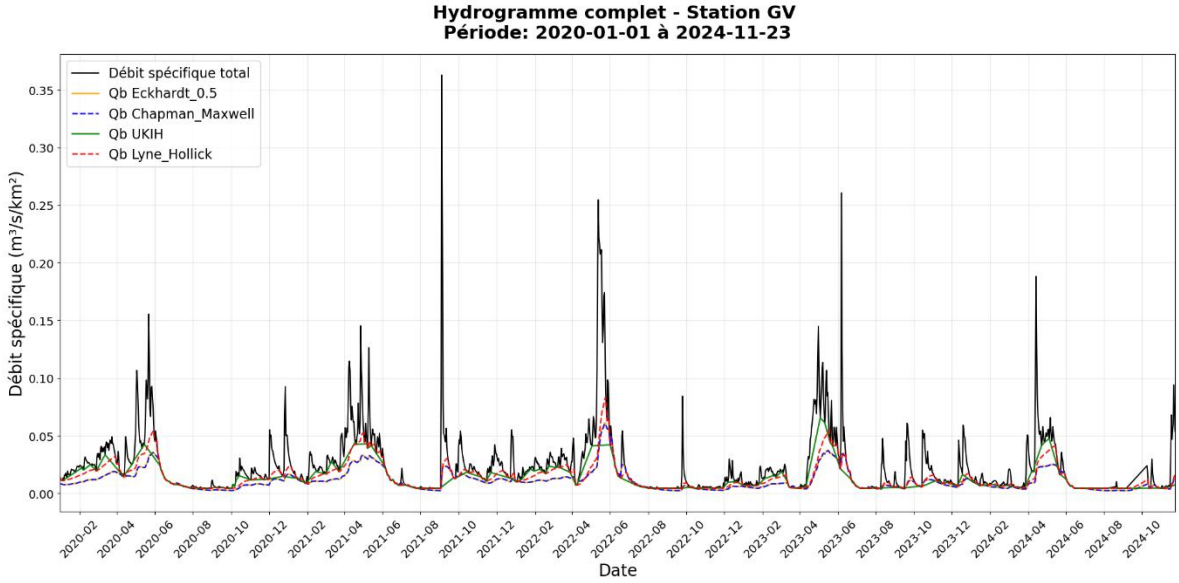
Yarnell, S. M., Stein, E. D., Webb, J. A., Grantham, T., Lusardi, R. A., Zimmerman, J., Peek, R. A., Lane, B. A., Howard, J., & Sandoval-Solis, S. (2020). A functional flows approach to selecting ecologically relevant flow metrics for environmental flow applications. *River Research and Applications*, *36*(2), 318-324. https://doi.org/10.1002/rra.3575

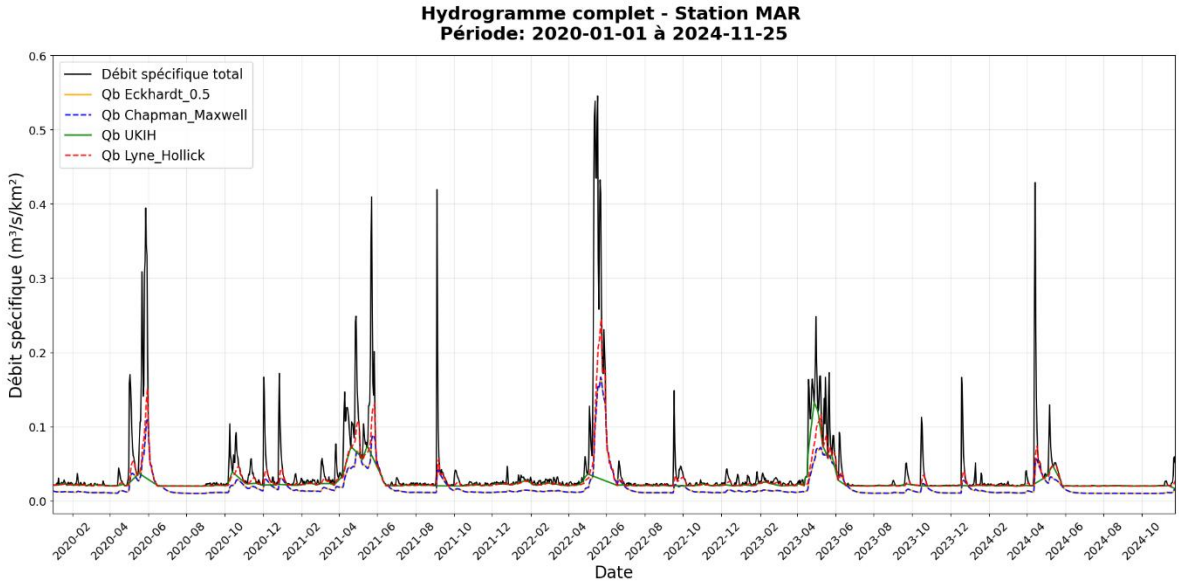
Yarnell, S. M., Willis, A., Obester, A., Peek, R. A., Lusardi, R. A., Zimmerman, J., Grantham, T. E., & Stein, E. D. (2022). Functional Flows in Groundwater-Influenced Streams : Application of the California Environmental Flows Framework to Determine Ecological Flow Needs. *Frontiers in Environmental Science*, *9*, 788295. https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.788295

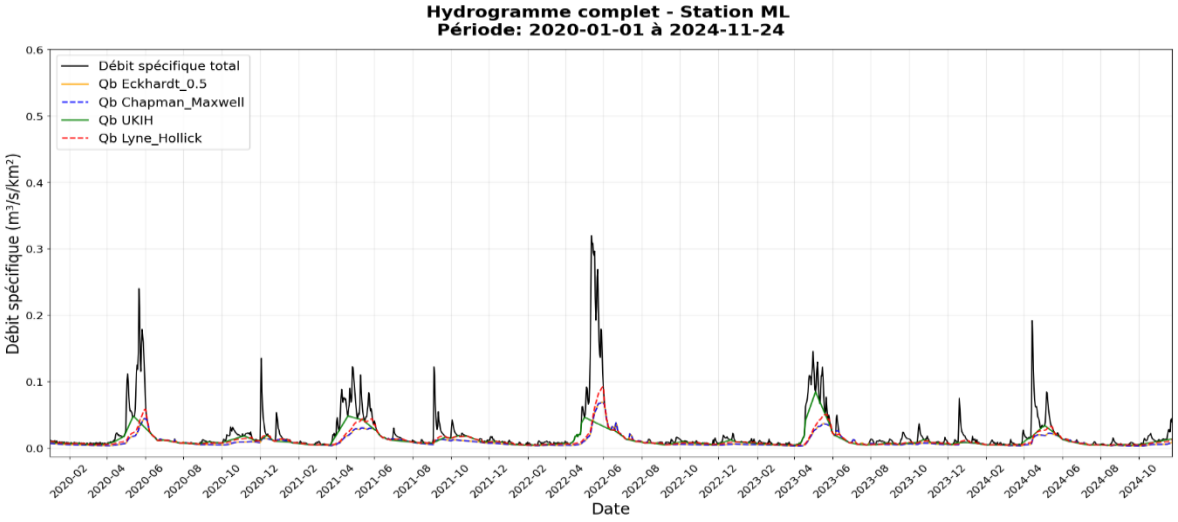
Zorn, M., Hrvatin, M., & Perko, D. (2020). Hydrological connectivity : An introduction to the concept. *Geografski Vestnik*, *92*(1). https://doi.org/10.3986/GV92102

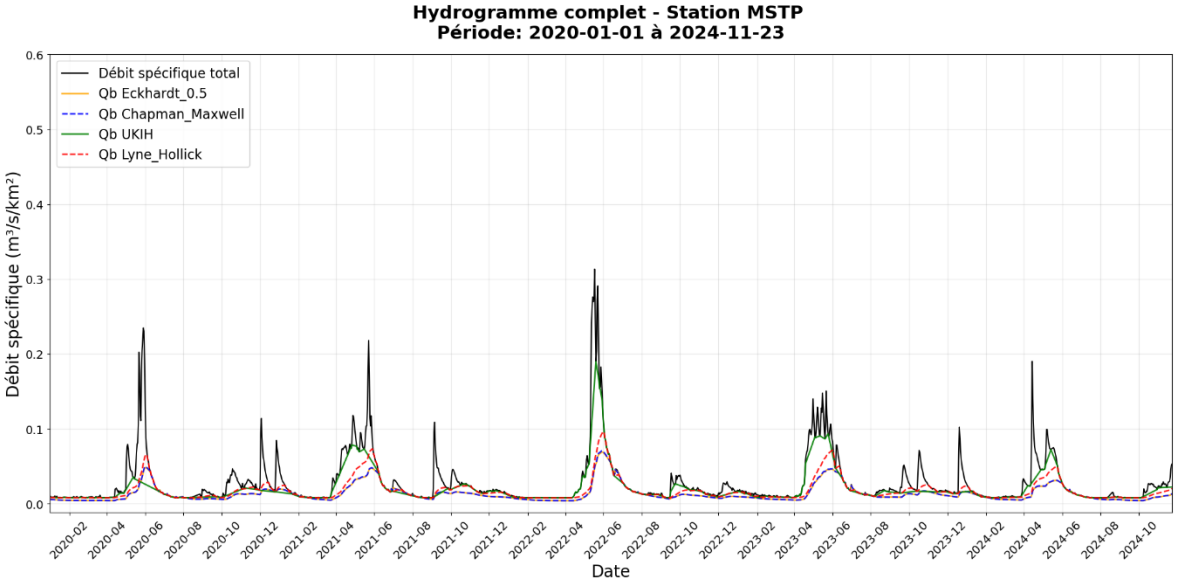
ANNEXES I

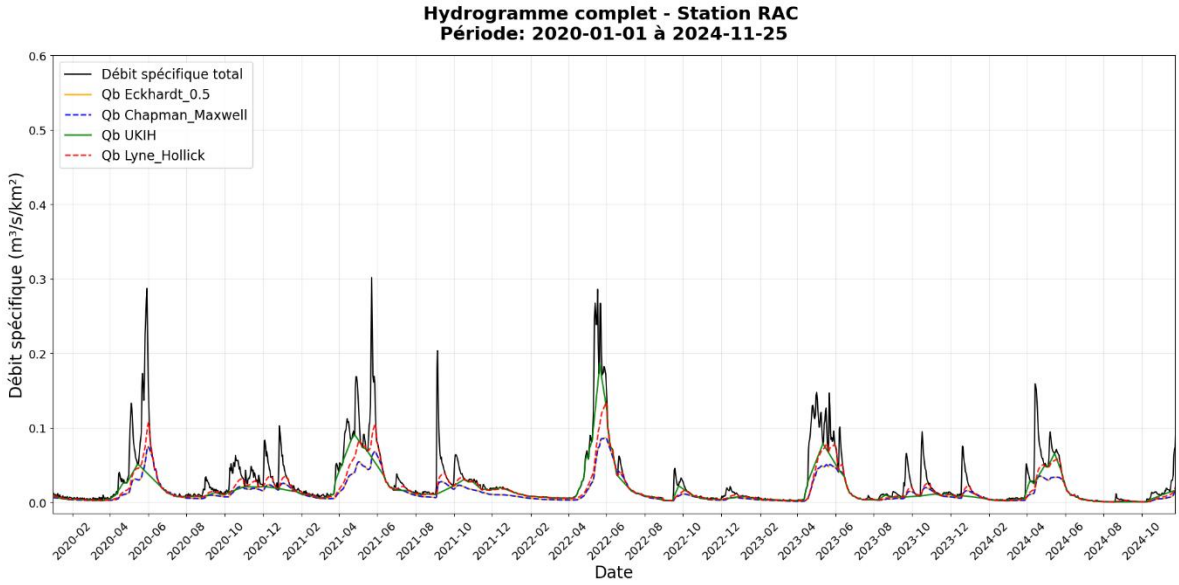
HYDROGRAMMES DE CRUE AVEC LES MÉTHODES DE SÉPARATIONS POUR LES CINQ BASSINS VERSANT EN HAUTE-GASPÉSIE






Hydrogramme complet - Station ML
Période: 2020-01-01 à 2024-11-24
Débit spécifique total
Qb Eckhardt_0.5
Qb Chapman_Maxwell
Qb UKIH
Qb Lyne_Hollick
Débit spécifique (m³/s/km²)
Date


Hydrogramme complet - Station MSTP
Période: 2020-01-01 à 2024-11-23
Débit spécifique total
Qb Eckhardt_0.5
Qb Chapman_Maxwell
Qb UKIH
Qb Lyne_Hollick
Débit spécifique (m³/s/km²)
Date


Hydrogramme complet - Station RAC
Période: 2020-01-01 à 2024-11-25
Débit spécifique total
Qb Eckhardt_0.5
Qb Chapman_Maxwell
Qb UKIH
Qb Lyne_Hollick
Débit spécifique (m³/s/km²)
Date