

Projet d'acquisition de connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire du bassin versant de la rivière Chaudière (Québec)

VOLET I – Étude sur la dynamique hydrosédimentaire



UQAR Université
du Québec
à Rimouski

 **Concordia**



UQAC

Laboratoire d'expertise et de
recherche en géographie appliquée
Université du Québec à Chicoutimi



Réseau Inondations
InterSectoriel du Québec

Ministère des
Affaires municipales
et de l'Habitation

Québec 

ÉQUIPE DE RÉALISATION

Superviseur :	Maxime Boivin, Ph. D. géographie hydrogéomorphologue Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)
Chargé de projet :	Johan Bérubé, M.Sc. géographie hydrogéomorphologue Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)
Rédaction et analyse	Johan Bérubé, M.Sc. géographie hydrogéomorphologue (UQAC) Maxime Boivin, Ph. D. géographie hydrogéomorphologue (UQAC) Pascale Biron, Ph. D. géographie hydrogéomorphologue (Université Concordia) Thomas Buffin-Bélanger, Ph. D. géographie hydrogéomorphologue (UQAR)
Aide sur le terrain	Maxime Gillet, Post-doctorant hydrogéomorphologue UQAC
Cartographie et figures :	Johan Bérubé, M.Sc. géographie hydrogéomorphologue UQAC Maxime Gillet, Post-doctorant hydrogéomorphologue UQAC Marie-Joelle Lauzier, B.Sc. géographie hydrogéomorphologue UQAC Joseph Deslandes, B.Sc. géographie Candidat à la maîtrise en ressources renouvelables UQAC

Collaboration:

Guillaume Thibeault, Analyste scientifique en adaptation des territoires face aux inondations et à la mobilité des cours d'eau, Bureau de projets - Inondations de la rivière Chaudière (MAMH)

Laurie Cantin-Towner, coordonnatrice, Bureau de projets (MAMH)

Marie-Hélène Graveline, M. Sc. Doctorante en adaptation aux risques climatiques, Direction de l'adaptation des territoires face aux risques climatiques (MAMH)

Steffen Lajoie, Ph.D. Conseiller scientifique Réseau Inondations InterSectoriel du Québec, UQAM

Supports financiers :

- **Ministère des Affaires municipales et de l'Habitation**

Référence à citer :

Bérubé Johan, Boivin Maxime, Biron Pascale et Buffin-Bélanger Thomas. 2026. Projet d'acquisition de connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire du bassin versant de la rivière Chaudière (Québec) PARTIE I – Étude sur la dynamique hydrosédimentaire. Laboratoire d'expertise et de recherche en géographie appliquée. LERGA-2026-001-UQAC. 85 pages + annexes.

Page de couverture : Vue oblique vers l'aval de la confluence des rivières Chaudière et des Fermes.

RÉSUMÉ

La rivière Chaudière est reconnue pour son caractère inondable, en particulier les inondations causées par la formation d'embâcles de glace. À la suite des inondations majeures de 2019, la pertinence d'interventions telles que le dragage a été largement débattue en raison du manque de données sur l'évolution du lit de la rivière Chaudière, de connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire et sur le rôle des tributaires. Dans ce contexte, le rapport vise à combler ces lacunes par une analyse approfondie de la dynamique hydrosédimentaire à l'échelle du bassin versant. L'objectif principal de l'étude est d'évaluer et de quantifier les changements hydrogéomorphologiques survenus au cours des dernières décennies afin d'en comprendre les impacts sur la dynamique hydrosédimentaire (production, transfert, stockage et accumulation des sédiments) et sur l'évolution du lit de la rivière Chaudière (stabilité, incision ou aggradation). Pour ce faire, l'analyse de la trajectoire HGM à long terme, l'évaluation du bilan sédimentaire, l'étude morphométrique des bancs de confluent et le développement et l'application d'un indice de connectivité hydrosédimentaire adapté au contexte agroforestier.

Les résultats montrent que, malgré de nombreuses perturbations anthropiques historiques, le lit mineur de la rivière Chaudière présente un état relativement stable à l'échelle de plusieurs décennies. L'analyse de la trajectoire HGM de 1935 à 2015 révèle des changements localisés, principalement associés à des travaux d'aménagement, à la construction d'infrastructures et à la dynamique naturelle de certains segments divagants. Les huit tributaires étudiés mettent en évidence une forte activité hydrosédimentaire, marquée par 175 processus et perturbations recensés entre 1959 et 2015, dont la majorité des interventions anthropiques se concentrent avant 1986. Le bilan sédimentaire basé sur la comparaison de profils transversaux entre 2001 et 2024 indique une grande variabilité spatiale : 51 % des profils sont stables, 32 % en érosion et 17 % en accumulation, sans tendance générale à l'aggradation du lit. Les analyses des bancs de confluent montrent une évolution morphométrique limitée à moyen terme et un état qui tend vers l'équilibre hydrosédimentaire, malgré des accumulations ponctuelles observées à court terme sur certains bancs. L'indice de connectivité hydrosédimentaire révèle une forte connectivité dans plusieurs sous bassins versants agricoles et forestiers à fortes pentes, confirmant le rôle de certains tributaires comme sources et vecteurs de transport de sédiments vers le chenal principal.

Les résultats illustrent une certaine résilience du système fluvial de la rivière Chaudière, dont l'équilibre hydrosédimentaire est maintenu par l'interaction entre les processus d'érosion, de transport et d'accumulation. Les résultats ne corroborent pas l'hypothèse d'une aggradation généralisée du lit mineur, ce qui appelle à la prudence quant à la mise en œuvre d'interventions structurales telles que le dragage. L'étude met plutôt en évidence la nécessité d'une approche de gestion intégrée à l'échelle du bassin versant, fondée sur la compréhension des trajectoires hydrogéomorphologiques, de la connectivité hydrosédimentaire et des effets cumulatifs des perturbations passées et futures, notamment dans un contexte de changements hydroclimatiques. Enfin, elle insiste sur la nécessité de renforcer le transfert et la vulgarisation des connaissances afin d'appuyer une prise de décision éclairée et socialement acceptable en matière de gestion des risques d'inondation.

TABLE DES MATIÈRES

I	INTRODUCTION	9
a.	Présentation de la problématique	9
	Dynamique glacielle et formation d’embâcles	9
	Dynamique hydrosédimentaire	11
	Gestion de risques et pistes de solution	12
b.	Objectifs généraux et spécifiques	15
II	MISE EN CONTEXTE	18
a.	Contexte géographique et historique	18
	Contexte géographique	18
	Contexte historique et trajectoire hydrogéomorphologique	22
b.	Dynamiques fluvioglacielles	26
III	CADRE MÉTHODOLOGIQUE	29
a.	Trajectoire hydrogéomorphologique (HGM)	29
b.	Bilan sédimentaire	30
c.	Indice de connectivité	33
IV	RÉSULTATS	38
a.	Trajectoire HGM	38
b.	Bilan sédimentaire	50
c.	Indice de connectivité	57
d.	Analyses morphométriques et dynamique hydrosédimentaire des bancs de confluent	63
V	DISCUSSION	69
a.	Dynamique hydrosédimentaire de la rivière Chaudière	69
b.	Dynamique hydrosédimentaire des tributaires	71
c.	Analyses morphométriques et dynamique hydrosédimentaire des bancs de confluent	73
d.	Trajectoire et scénarios futurs	75
VI	CONCLUSION	78
a.	Conclusion générale	78
b.	Transfert de connaissances	80
VII	RÉFÉRENCES	83
	Annexes	86
	Annexe 1 : Évolution des paramètres HGM de sinuosité, de largeur et d’érosion du lit mineur pour les rivières Nadeau, Lessard, des Plante, des Fermes, Gilbert, du Moulin, Famine et Pozer entre 1959 et 2015.	87
	Annexe 2 : Présentation des 109 profils transversaux comparant les levés de 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans le tronçon Sartigan - Saint-Lambert.	96
	Annexe 3 : Résultats du bilan sédimentaire entre 2001 et 2024 dans le tronçon Sartigan - Saint-Lambert.	111
	Annexe 4 : Recension de la littérature sur l’impact du dragage sur la géomorphologie et l’habitat du poisson.	116

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Présentation de la chronologie des événements d'inondation dans le bassin versant de la rivière Chaudière (COBARIC, 2022).	13
Figure 2. L'affleurement rocheux, connu sous le nom du rocher, localisé en plein centre du chenal de la rivière Chaudière dans le segment à l'aval de Beauceville. La vue est vers l'aval de la rivière (photo : Johan Bérubé).	13
Figure 3. Formation d'un embâcle à l'amont du pont ferroviaire de Vallée-Jonction en 1963. La vue oblique est vers l'aval de la rivière Chaudière (Triquet, 1965).	14
Figure 4. Carte de localisation de la zone à l'étude à l'échelle de la province du Québec (A), du bassin versant (B) et du tronçon Sartigan – Scott.	19
Figure 5. Délimitation des trois principaux tronçons de la rivière Chaudière entre le lac Mégantic et le fleuve Saint-Laurent (COBARIC, 2022)	20
Figure 6. Présentation de l'analyse des variables morphométriques discriminantes pour la présence d'un banc de confluent (Juneau, 2020).	21
Figure 7. Données de débits maximums annuels à la station de Saint-Lambert (023402) entre 1915 et 1991 (Tecsult, 1994).	24
Figure 8. Résultats d'analyses des conditions hydrométéorologiques entre 1954 et 2019 (adapté de Biron <i>et al.</i> , 2020).	25
Figure 9. Distribution des degrés-jour de gel cumulés (rigueur) de 31 hivers à Beauceville entre 1988 et 2019 (bleu : hiver sans inondations, violet : inondation en cours d'hiver ; rouge : inondation printanière sévère, jaune : inondation printanière modérée). Les lignes pointillées représentent $\pm$ un écart-type (extrait de Biron <i>et al.</i> , 2020).	26
Figure 10. Réalisation d'un profil transversal à l'aide d'un échosondeur installé sur un kayak lors de la campagne terrain de septembre 2024.	31
Figure 11. Courbes logarithmiques présentant la relation entre la superficie et les débits sur six bancs de confluent de la rivière Chaudière entre 2016 et 2024. Les coefficients de détermination et les équations des courbes des six bancs de confluent sont présentés à droite.	32
Figure 12. Définition des composantes amont et aval de l'indice de connectivité à l'échelle du paysage (tiré de Borselli <i>et al.</i> , 2008)	35
Figure 13. Exemple d'évolution du corridor fluvial dans le segment de Saint-Georges entre 1935 et 2015. L'encadré rouge illustre l'ampleur des travaux d'excavation du lit mineur et de remblai réalisés au centre-ville de Saint-Georges.	39
Figure 14. Évolution du lit mineur dans le tronçon de Sartigan - Sainte-Marie entre 1935 et 2015	40
Figure 15. Exemple d'évolution du corridor fluvial dans un segment divagant de la rivière Gilbert (Notre-Dame-des-Pins) entre 1986 et 2015.	41
Figure 16. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Pozer.	42
Figure 17. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Famine.	43
Figure 18. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Gilbert.	44
Figure 19. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière du Moulin.	45
Figure 20. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière des Plante.	46
Figure 21. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière des Fermes.	47
Figure 22. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Nadeau.	48
Figure 23. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Lessard	49

Figure 24. Comparaison des levés topographiques de 2005 (CEHQ) et de 2020 (Brian Morse) distribués le long du profil longitudinal.	51
Figure 25. Évolution du lit mineur et des processus observés entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) présentée le long du profil longitudinal (haut) ainsi qu'en fonction des différences altimétriques moyennes (bas). Les valeurs en rouge représentent les valeurs négatives (érosion), en bleu les valeurs positives (accumulation) et en gris les valeurs à l'intérieur de la marge d'erreur (état stable du lit mineur).	52
Figure 26. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments de Saint-Georges (A-B) et Notre-Dame-des-Pins (C-D).	53
Figure 27. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments amont (A-B) et aval (C-D) de Beauceville.	54
Figure 28. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments de Saint-Joseph (A-B) et Vallée-Jonction (C-D).	55
Figure 29. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments de Sainte-Marie (A-B) et Scott (C-D).	56
Figure 30. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans le segment de Saint-Lambert (A-B).	56
Figure 31. Résultats de l'indice de connectivité adapté pour le bassin versant de la Chaudière (A), exemple d'impédance (B) et son effet sur l'IC (C).	58
Figure 32. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Saint-Georges - Notre-Dame-des-Pins (A), des rivières Gilbert (B), Pozer (C) et Famine (D).	59
Figure 33. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Beauceville (A), des rivières Bras-Saint-Victor (B), des Plante (C) et du Moulin (D).	60
Figure 34. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Saint-Joseph - Vallée-Jonction (A), des rivières Nadeau-Lessard (B), Cliche (C) et des Fermes (D).	61
Figure 35. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Sainte-Marie - Scott (A), des rivières Vallée (B), Saint-Elzéar (C) et Savoie (D).	62
Figure 36. Évolution des superficies normalisées entre 2015 et 2025 pour les rivières Savoie, Nadeau et des Fermes.	64
Figure 37. Variation à court et moyen terme de 2015 à 2025 des débits standardisés maximums annuels (A) et moyens (B) de la rivière Chaudière (station de Saint-Lambert – 023402).	65
Figure 38. Variations des volumes de sédiments au niveau des bancs de confluent des rivières des Fermes (A), Nadeau (B) et Cliche (C) entre 2024 et 2025.	66
Figure 39. Variation à court terme des débits journaliers de la station de Saint-Lambert (23402) entre les levés topographiques des bancs de confluent de 2024 (17 septembre 2024) et 2025 (14 octobre 2025).	67
Figure 40. Diagramme en boîtes à moustaches présentant la distribution granulométrique des blocs mesurés sur des bancs de confluent par Tecsub (1994).	74

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Pistes de solution proposées par les différentes études réalisées sur la rivière Chaudière	17
Tableau 2. Comparaison des paramètres morphométriques entre 1993 (Tecsult, 1994) et 2024 (adapté de Tecsult, 1994).	63
Tableau 3. Statistiques descriptives du bilan sédimentaire des trois bancs de confluent analysés entre 2024-2025.	66

I INTRODUCTION

Les inondations par embâcle de glace sont fréquentes dans l'est du Canada, et la rapidité à laquelle elles peuvent survenir et les niveaux d'eau atteints sont parfois plus élevés que pour les inondations en eau libre (Beltaos, 2018; Ladouceur, 2022). Ce risque est également connu pour sa fréquence élevée (Beltaos et Prowse, 2001; Morse et Turcotte, 2018) qui pourrait augmenter dans le futur avec les changements climatiques anticipés (Morse et Turcotte, 2018; Turcotte *et al.*, 2020). Sur la rivière Chaudière, la présence de dépôts de surface de faible épaisseur et peu perméables sur le territoire, la présence d'un écoulement du sud vers le nord et de faibles pentes sur le tronçon principal (tronçon des eaux mortes), de même que la présence de fortes pentes de plusieurs tributaires favorisent grandement l'accumulation d'eau et de glace dans le chenal principal (Triquet, 1965; TecSult, 1994 : Biron *et al.*, 2020; Gobrial *et al.*, 2023).

Après les inondations de 2019, un comité d'experts a été mis sur pied par le ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC) dont le mandat était d'évaluer la pertinence des interventions de dragage entre Saint-Georges et Sainte-Marie. Cette solution envisagée provenait de la perception qu'il y a aggradation du lit de la rivière Chaudière, particulièrement au niveau de ses confluents, par une grande majorité de la population (Biron *et al.*, 2020). Ces travaux, selon cette perception, permettraient de faciliter l'évacuation de l'eau et des glaces dans le tronçon Sartigan-Scott lors des crues et des débâcles. Compte tenu du peu de données disponibles sur l'évolution du lit de la rivière Chaudière, le comité a recommandé d'acquérir davantage de connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire à l'échelle du bassin versant de la rivière Chaudière avant de réaliser des interventions de dragage souhaitées par plusieurs municipalités. Ces connaissances pourraient permettre d'évaluer l'efficacité, la durabilité et les effets de ces interventions sur l'hydrogéomorphologie (HGM) de la rivière Chaudière.

a. Présentation de la problématique

Dynamique glacielle et formation d'embâcles

La dynamique glacielle est inhérente aux conditions hydrométéorologiques qui conditionnent à la fois les échanges de chaleur entre l'air, l'eau et la glace ainsi que les débits lors d'un hiver glaciologique (c.-à-d. lorsque la température de l'air est en deçà de 0°C). L'intensité et la durée des événements de froid déterminent la production de glace et de frasil tout au long de l'hiver

glaciologique, mais particulièrement lors de la phase de gel en début de saison (Allard, 2010; Bérubé, 2014; Biron *et al.*, 2020).

La formation du couvert glacial débute lorsque la température de l'eau diminue jusqu'à atteindre un état d'équilibre thermique (phase d'équilibre dynamique) avec la glace fluviale en transport (Beltaos, 2008; Allard, 2010; Bérubé, 2014). C'est alors que le couvert statique se consolide et qu'il évolue en fonction des conditions hydrométéorologiques qui influencent la production et la dégradation de la glace. Les zones de production encore dénuées d'un couvert de glaces et les tributaires contribuent à son épaissement et sa progression vers l'amont. Il n'est pas rare d'observer des débâcles précoces pendant cette période lors de redoux hivernaux (Beltaos, 2008).

L'apport de chaleur en fin de saison mène à la dégradation thermique du couvert glacial ainsi qu'à la fonte du couvert de neige qui augmente le débit. Ces conditions mènent au démantèlement partiel ou complet du couvert de glace lors de la phase de débâcle. La débâcle du couvert de glace peut être d'origine thermique (c.-à-d. dégradation du couvert par l'augmentation des températures ambiantes et de la radiation solaire), ou mécanique (c.-à-d. dislocation du couvert par les forces mécaniques induites par l'augmentation des débits). Par conséquent, la débâcle peut survenir à différents endroits ainsi qu'à différents moments en raison de la variabilité spatio-temporelle des conditions hydrométéorologiques et des caractéristiques HGM.

L'accumulation de glaces se produit lorsque le débit de glaces entrant dans un segment excède la capacité d'évacuation de celles-ci (Dow Ambtman & Hicks, 2012). Les facteurs pouvant favoriser l'accumulation de glaces et la formation d'embâcles se divisent en deux catégories, soit les facteurs géomorphologiques (p. ex. bancs d'accumulation, îlots, affleurements rocheux, constriction naturelle du chenal, méandre, confluent, bris de pente, etc.) et anthropiques (p.ex. piliers de ponts, digues, batardeaux, enrochements ou autres infrastructures causant une constriction) (Beltaos, 2008). Les formes d'accumulation localisées au niveau des confluent de tributaires avec la Chaudière (ci-après appelé bancs de confluent) sont les formes d'accumulation les plus influentes par la réduction locale de la capacité d'évacuation des glaces qu'ils occasionnent.

L'asynchronisme entre la débâcle précoce qui survient dans les tributaires et le chenal principal ainsi que la différence de pentes entre les deux cours d'eau peuvent également mener à la formation d'embâcles en réduisant localement la capacité d'évacuation des glaces (Blouin *et al.*, 2021). Lorsque ces événements se manifestent tôt en saison, ils peuvent contribuer à épaisir le

couvert de glace encore intègre au niveau des confluent, augmenter sa solidité lors d'épisodes de gel subséquents ainsi qu'augmenter le volume de glaces disponibles lors d'un relâchement subséquent (Beltaos, 2008). L'apport de glaces au niveau des confluent peut également provoquer l'accumulation de glaces à proximité de ceux-ci en obstruant rapidement le chenal (Blouin *et al.*, 2021).

Dynamique hydrosédimentaire

La dynamique hydrosédimentaire inhérente aux changements de forme dans le lit mineur est tributaire de la variation spatio-temporelle des conditions hydrologiques et hydrauliques. Cependant, ces changements morphologiques ne sont pas uniquement attribuables à ces éléments, car la relation entre les taux de transport sédimentaire et le débit n'est pas linéaire (Hickin, 1995; Brothers *et al.*, 2008). En effet, les taux de transport sont entre autres influencés par plusieurs composantes telles que le pavage du lit, la granulométrie, la proximité, les sources de sédiments (Lisle et Church, 2002), la connectivité hydrosédimentaire (Borselli *et al.*, 2008; Bracken *et al.*, 2015) et la rugosité du lit (Church et Haschenburger, 2017; Ashmore *et al.*, 2018).

Les confluent constituent des points de convergences où deux cours d'eau se rencontrent, mais également où les différents processus liés à la dynamique hydrosédimentaire (sédiments et hydrologie) interagissent (Wohl, 2017). Sur la rivière Chaudière, les tributaires constituent une composante clé de la dynamique hydrosédimentaire par leur connectivité sédimentaire élevée avec le chenal principal (Tecsult, 1994, Juneau, 2020; Juneau et Germain, 2025). Cela s'explique par le ruissellement élevé à l'intérieur des sous-bassins versants, les pentes du lit élevées, la présence des processus d'érosion (ravinement) et d'accumulation (bancs d'accumulation et de confluent), ainsi que la disponibilité sédimentaire. La connectivité sédimentaire est un concept qui se décrit comme la capacité de transfert des sédiments par le biais de liens (réseau hydrographique) au sein d'un système fluvial (Hooke, 2003). Le mouvement et le transfert de sédiments s'effectuent des zones sources vers les zones de stockages potentielles par le biais de processus d'érosion, de transport et d'accumulation (Bracken *et al.*, 2015).

Les bancs de confluent sont des formes d'accumulation qui témoignent d'une forte connectivité hydrosédimentaire par la rapidité et l'efficacité à laquelle les sédiments y sont acheminés (Savi *et al.*, 2020). La distribution spatiale des bancs de confluent est le résultat de l'expression du degré de connectivité à l'intérieur du réseau hydrographique d'un même bassin (Savi *et al.*, 2020). Dans le bassin versant de la rivière Chaudière, l'interaction des contextes HGM, sédimentaire,

hydrométéorologique uniques à la rivière Chaudière influencent la présence, la forme, la taille, l'hétérogénéité et la granulométrie de ces formes. La stratigraphie observée à l'intérieur de ces bancs témoigne également de la variation au niveau de la dynamique hydrosédimentaire (Juneau, 2020; Juneau et Germain, 2025) et de l'héritage quaternaire (Tecsult, 1994).

L'évolution des bancs d'accumulation s'effectue par des séquences de phases actives et inactives qui sont déterminées par les conditions hydrométéorologiques et par le degré de connectivité (fonctionnelle et structurelle). Ces phases et leurs transitions sont davantage liées aux larges contrastes des conditions hydrologiques typiques des climats tempérés froids provoqués par les événements de fonte de neige, de pluie sur neige ou d'événements hydrométéorologiques extrêmes. Néanmoins, les paramètres morphométriques du bassin versant, l'héritage quaternaire, l'utilisation du territoire, le degré de confinement, la localisation et la disponibilité des sources de sédiments influencent la sensibilité (ou seuil) de ces formes à s'activer (Savi *et al.*, 2020; Juneau et Germain, 2025).

Gestion de risques et pistes de solution

L'historique des connaissances du risque d'inondation sur la rivière Chaudière remonte au 18^e siècle et a été marqué par plusieurs événements qui ont affecté les communautés beauceronnes à différents degrés (figure 1). En 1957, une inondation par embâcle a causé pour l'équivalent de 20 millions de dollars (valeur de 2020) de dommage à Beauceville (Deslauriers *et al.*, 1965). Ces événements ont mené à une succession d'études afin d'acquérir des connaissances et élaborer des pistes de solution. En 1965, le ministère des Richesses naturelles (MRN) s'est intéressé aux processus de débâcle, de formation d'embâcle et de transport des glaces dans une perspective de gestion des inondations liées à cet aléa (Triquet, 1965). Cette étude a documenté pour la toute première fois la dynamique glacielle tout au long de l'hiver et a permis de décrire ces processus dans le corridor fluvial de la rivière Chaudière entre le lac Mégantic et Charny.

L'étude a également permis d'identifier les principaux segments propices à la formation d'embâcles, soit celui du rocher en aval de Beauceville (figure 2) et le pont ferroviaire à Vallée-Jonction (figure 3), et plusieurs bancs de confluent et de tributaires contribuant grandement à l'apport de glaces (rivières Famine, Bras-Saint-Victor et des Fermes). À la suite des recommandations émises par le MRN, la construction du barrage Sartigan a été réalisée en 1967 dans le but d'intercepter et de retenir les glaces en provenance de l'amont afin d'éviter la

formation d'embâcle à l'aval. Selon Deslauriers *et al.* (1965), cette infrastructure a été conçue pour réduire la probabilité d'inondation dans les municipalités en aval de 50 % à 80%.

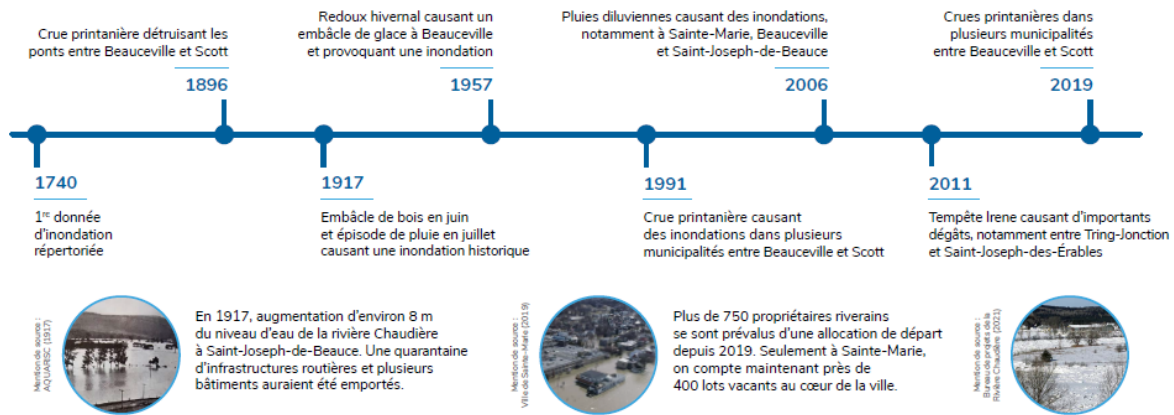


Figure 1. Présentation de la chronologie des événements d'inondation dans le bassin versant de la rivière Chaudière (COBARIC, 2022).



Figure 2. L'affleurement rocheux, connu sous le nom du rocher, localisé en plein centre du chenal de la rivière Chaudière dans le segment à l'aval de Beauceville. La vue est vers l'aval de la rivière (photo : Johan Bérubé).

À la suite des inondations du printemps de 1991, le Comité interministériel sur les problèmes des inondations de la rivière Chaudière, soit un comité d'experts des ministères de l'Environnement

et de la Sécurité publique, a été créé afin de documenter et réfléchir à des pistes de solution dans le but de réduire le risque face à cet aléa. Afin de mieux comprendre la dynamique et les caractéristiques HGM de la rivière Chaudière affectant les inondations, le comité a recommandé la réalisation d'études afin d'apporter les connaissances nécessaires à la prise de décision face aux interventions pouvant contribuer à la réduction du risque. Les objectifs de ces études étaient plus spécifiquement de documenter les caractéristiques physiques, anthropiques, climatiques et sédimentologiques à l'échelle du bassin versant. Les différents volets de l'étude réalisée par Tecsum (1994) ont apporté des connaissances sur l'hydrogéomorphologie de la rivière Chaudière et les éléments influençant la dynamique hydrosédimentaire sur l'ensemble de son bassin versant.

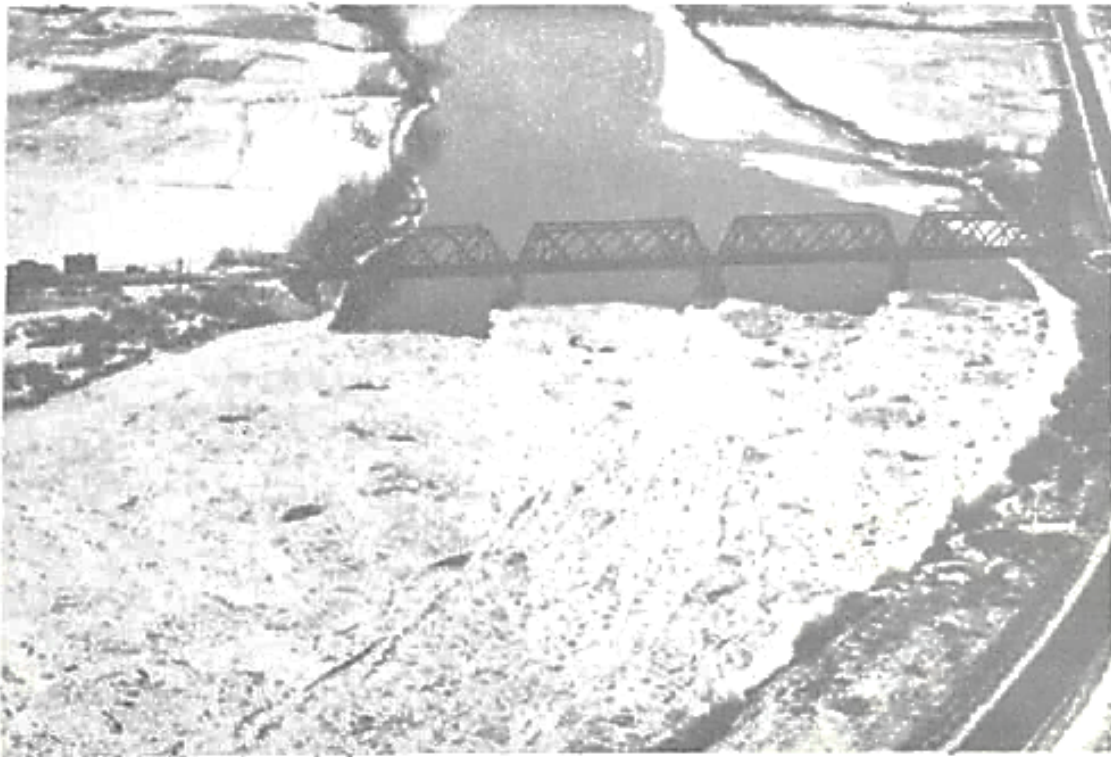


Figure 3. Formation d'un embâcle à l'amont du pont ferroviaire de Vallée-Jonction en 1963. La vue oblique est vers l'aval de la rivière Chaudière (Triquet, 1965).

Les connaissances apportées par les études ont permis de proposer une multitude de pistes de solution par le passé. Le tableau 1 présente les pistes de solution proposées dans le temps et leurs effets anticipés sur le risque d'inondation sur la rivière Chaudière. Les solutions proposées visent principalement l'atténuation des impacts de l'aléa au niveau de la rivière Chaudière (Triquet, 1965).

Le rapport de Tecsalt (1994) suggère d'évaluer les impacts sur les segments situés en amont (avant) et en aval (après) des zones d'interventions ciblées dans le tableau 1 avant de réaliser toutes formes d'interventions dans le but d'éviter d'exacerber la problématique liée à dynamique hydrosédimentaire, d'inondation et de formation d'embâcles de glace. Ce rapport note aussi que les connaissances en lien avec cette problématique unique à la rivière Chaudière devraient être approfondies au niveau des tributaires afin de mieux comprendre leur rôle. Plus récemment, la perception d'aggradation a été mentionnée par plusieurs citoyens, riverains, utilisateurs et élus, mais qui n'est pas corroborée par des données récentes (Biron *et al.*, 2020). Plusieurs propositions de dragage ont été apportées (Tecsult, 1994), mais celle-ci s'avère une solution d'intervention dont l'efficacité dépend d'un diagnostic HGM précis qui doit démontrer un état d'aggradation systémique du lit.

b. Objectifs généraux et spécifiques

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer et de quantifier les changements HGM survenus dans les dernières décennies afin d'évaluer leurs impacts dans la dynamique hydrosédimentaire (production, stockage et accumulation) et l'évolution du lit (stable, incision, aggradation) de la rivière Chaudière. Le projet de recherche vise 7 objectifs spécifiques répartis en deux volets, soit le volet scientifique (volet I) et communication (volet II):

1. Analyse de la trajectoire HGM de 1935 à 2024 de la rivière Chaudière et de ces principaux tributaires (volet I);
2. Analyse des changements morphologiques du lit de la rivière Chaudière et du bilan sédimentaire par tronçon (volet I);
3. Analyse morphométrique et morphologique des bancs de confluent des sous-bassins versants des principaux tributaires (volet I);
4. Conception, application et analyse de l'indice de connectivité adapté au contexte agroforestier des sous-bassins versants afin d'évaluer la connectivité hydrosédimentaire des tributaires de la rivière Chaudière (volet I);
5. Validation par caméra automatique d'environ 4 confluent pour un suivi en temps réel des bancs de confluent et analyse par caméra vidéo pour les événements de crue (volet I);
6. Recension de la littérature sur l'impact du dragage sur la géomorphologie et l'habitat du poisson (volet I);

7. Développement d'une boîte à outils de communication pour le transfert de connaissances entre les parties prenantes (volet II).

Le rapport d'étude est divisé en six sections permettant de mener à terme les objectifs de l'étude. Tout d'abord, les chapitres II et III sont dédiés respectivement à la mise en contexte et aux concepts théoriques couvrant l'ensemble des connaissances sur l'hydrogéomorphologie nécessaire à la compréhension de la problématique, ainsi qu'au cadre méthodologique. Le chapitre IV présente et décrit les résultats de l'étude tandis que le chapitre V discute des résultats pour chacun des objectifs spécifiques. Enfin, le chapitre VI conclut le rapport en résumant les faits marquants de l'étude.

Tableau 1. Pistes de solution proposées par les différentes études réalisées sur la rivière Chaudière

Source	Solutions proposées	Effets anticipés sur le risque
Triquet (1965)	• Acquisition de connaissances (hydrométéorologiques, dynamique glacielle) afin de mieux modéliser	Amélioration des connaissances
	• Draguer, canaliser et linéariser le lit mineur dans le but d'améliorer la capacité d'évacuation de l'eau et des glaces	Atténuation de l'aléa
	• Construire des infrastructures de retention des glaces (barrages avec piles et grilles, estacades)	Atténuation de l'aléa
Tecsult (1994)	• Abaisser le seuil en aval de Scott	Atténuation de l'aléa
	• Draguer et canaliser le lit mineur entre Scott et Sainte-Marie pour favoriser l'évacuation des glaces dans un seul et unique chenal	Atténuation de l'aléa
	• Installer des digues à Sainte-Marie afin de diminuer l'aléa d'inondation et de protéger les infrastructures sur la plaine	Atténuation de l'aléa
	• Confiner l'écoulement dans le chenal principal par l'aménagement de digues ou de murets au droit des zones inondables	Atténuation de l'aléa
	• Aménager des réservoirs sur les rivières Famine et du Loup (Linière) afin de retenir les glaces	Atténuation de l'aléa
	• Aménager des réservoirs afin de réduire les débits de pointe lors de crues	Atténuation de l'aléa
	• Draguer et abaisser le lit mineur afin de réduire le niveau d'eau lors de crues	Atténuation de l'aléa
	• Imperméabiliser les bâtiments	Amélioration de la vulnérabilité
	• Réduire le ruissellement par la gestion de l'utilisation des sols et le changement de pratiques agricoles	Prévention
	• Adapter les méthodes de récolte et les travaux sylvicole pour limiter le ruissellement et l'érosion	
Municipalités dans le tronçon Notre-Dame-des-Pins et Scott (Biron <i>et al.</i> , 2020)	• Gérer les plaines inondables	Prévention et amélioration de la gestion du risque
	• Planter un système d'alerte aux inondations	
	• Excavation des bancs de confluent	Prévention
Comité expert (Biron <i>et al.</i> , 2020)	• Dynamitage de l'affleurement rocheux en aval de Beauceville	Prévention
	• Aménagement d'un canal de dérivation sur la rive ouest en aval de Scott	Atténuation de l'aléa
	• Restauration des tributaires afin de créer un environnement fluvial et une dynamique hydrosédimentaire propice au stockage de sédiments	Prévention
Équipe de Brian Morse l'Université Laval (Biron <i>et al.</i> , 2020)	• Restaurer l'espace de liberté afin de réduire la présence d'éléments de vulnérabilité sur la plaine alluviale par la relocalisation de bâtiments et de services	Amélioration de la vulnérabilité
	• Construction d'estacades dans le but de retenir le transfert de frasil vers l'aval responsable de l'épaississement et de l'augmentation de la résistance mécanique du couvert de glace	Atténuation de l'aléa
Groupe de travail sur les mesures d'intervention de 1992 (Biron <i>et al.</i> , 2020)	• Affaiblissement du couvert de glace par l'intervention mécanique pour empêcher la rétention de glace et favoriser la débâcle	Prévention

II MISE EN CONTEXTE

a. Contexte géographique et historique

Contexte géographique

Le bassin versant de la rivière Chaudière est localisé dans la région de Chaudière-Appalaches sur la rive sud de Québec (figure 4a). Le bassin versant s'étend sur le territoire des trois MRC de Beauce (Beauce-Sartigan, Robert-Cliche et Nouvelle-Beauce) et de la frontière américaine jusqu'à son exutoire au niveau du fleuve Saint-Laurent (figure 4b). La zone à l'étude s'étend du barrage Sartigan (Saint-Georges), qui constitue la limite amont du projet, jusqu'à la municipalité de Scott à l'aval (figure 4c).

La rivière Chaudière s'écoule sur 192 km vers le nord, soit du lac Mégantic jusqu'à sa confluence avec le fleuve Saint-Laurent à Lévis sur la rive sud de Québec, et draine un territoire d'une superficie de 6 695 km². Le bassin versant est majoritairement forestier (67%), faiblement agricole (20%) et très peu urbanisé (4%) (COBARIC, 2014, COBARIC, 2022, figure 4c). Le bassin versant est composé d'une mosaïque de dépôts quaternaires tels que des dépôts de till, fluvio-glaciaires et des dépôts marins hérités des séquences de transgression-régression marine dans la vallée de la Chaudière (Caron, 2013). Tecsalt (1994) mentionne que le bassin versant de la rivière Chaudière possède des caractéristiques favorisant le ruissellement de surface, tel que de fortes pentes recouvertes de sols dont la perméabilité est faible, sur 85% de sa superficie, en particulier dans sa portion sud. Cela peut expliquer son qualificatif de « cas spécial » par Biron *et al.* (2020) en raison de son écart considérable entre les débits de crue (crue centennale de 2140 m³ s⁻¹) et moyen (60 m³ s⁻¹). Le régime hydrologique de la rivière Chaudière est de type nivo-pluvial dont 60% du volume d'eau annuel passe pendant la durée de la crue printanière (Tecsult, 1994).

Le bassin versant se divise en trois zones distinctes de l'amont vers l'aval, soit la haute Chaudière, la moyenne Chaudière et la basse Chaudière (figure 5). Le tronçon de la haute Chaudière est localisé à l'amont du bassin versant entre le lac Mégantic et le barrage Sartigan, draine une superficie de 3 075 km² (46% du bassin versant). Ce tronçon se caractérise par la présence d'un chenal semi-alluvial qui s'étend sur 85.4 km de long (44.4% de la longueur totale), par de fortes pentes (2.5 m / km), une sinuosité modérée et des sections transversales uniformes (Pelchat, 2021; Ghobrial *et al.*, 2023). Des bancs de confluent ont été observés sur 23% des tributaires dans ce tronçon (Juneau, 2020). Le tronçon de la moyenne Chaudière s'étend du Barrage Sartigan à

Scott et draine une superficie de 2 658 km² (40% du bassin versant). Le chenal alluvial s'écoule sur 63,3 km (32,9%) dans un chenal à faible pente (0.5 m / km) sinueux parsemé d'îlots, de bancs d'accumulation et de bancs de confluent (36% des tributaires selon Juneau, 2020). Ce tronçon s'avère celui dont le ratio de superficie de drainage par km de rivière est le plus élevé (42,0 km² / km). Ce ratio élevé combiné à la faible pente (0,14 m / km) du segment des eaux mortes sont des facteurs favorisant l'accumulation de glaces et donc l'occurrence d'inondations (COBARIC, 2022; Ghobrial *et al.*, 2023). Le tronçon de la basse Chaudière est localisé entre la ville de Scott (PK44) et l'exutoire de la rivière Chaudière (PK0) et draine une superficie de 962 km² (14%). Le chenal se caractérise par une séquence de transitions abruptes de segments rocheux étroits et sinueux vers des méandres larges.

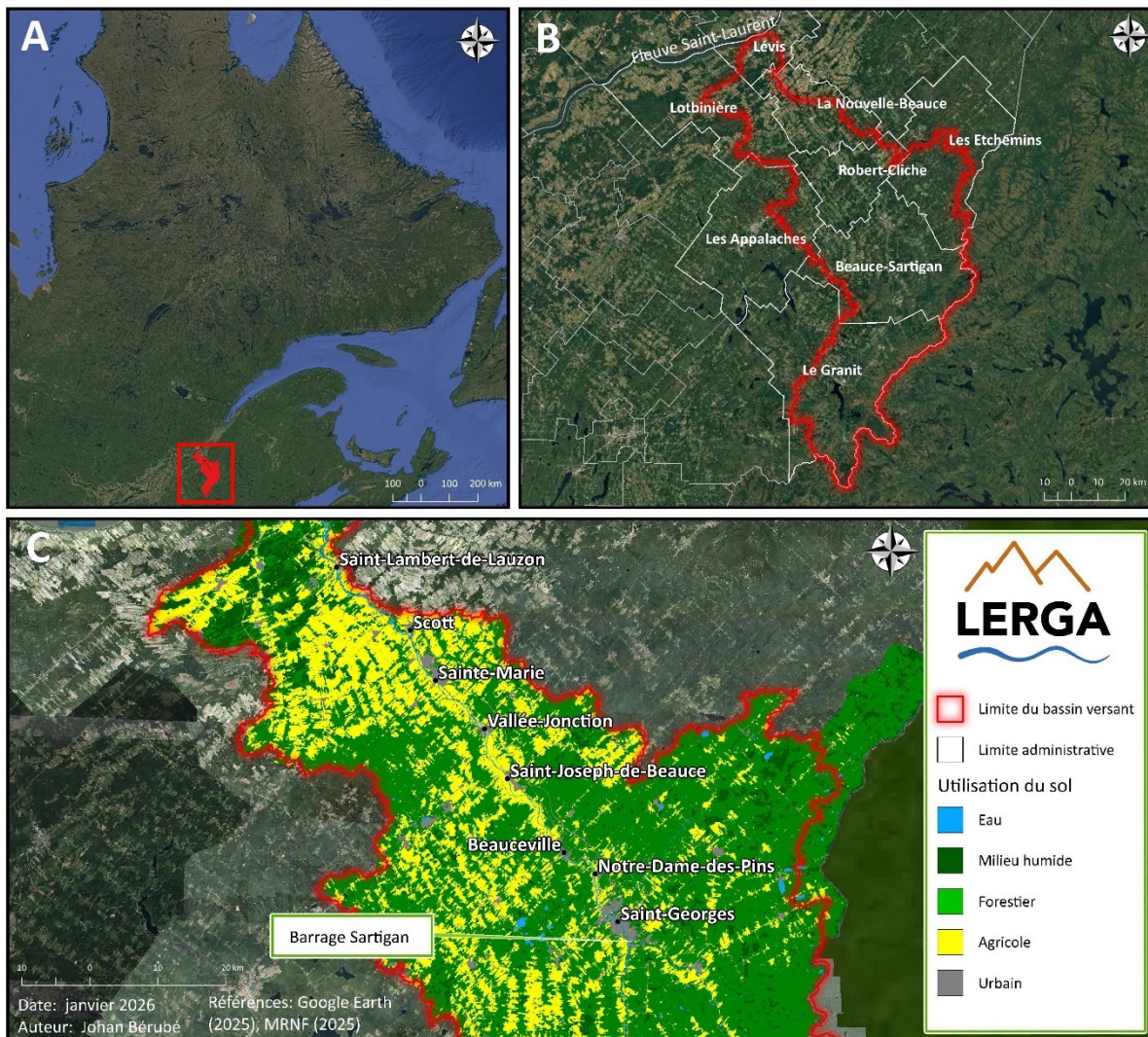


Figure 4. Carte de localisation de la zone à l'étude à l'échelle de la province du Québec (A), du bassin versant (B) et présentation de l'utilisation du sol dans le tronçon Sartigan – Scott (C).

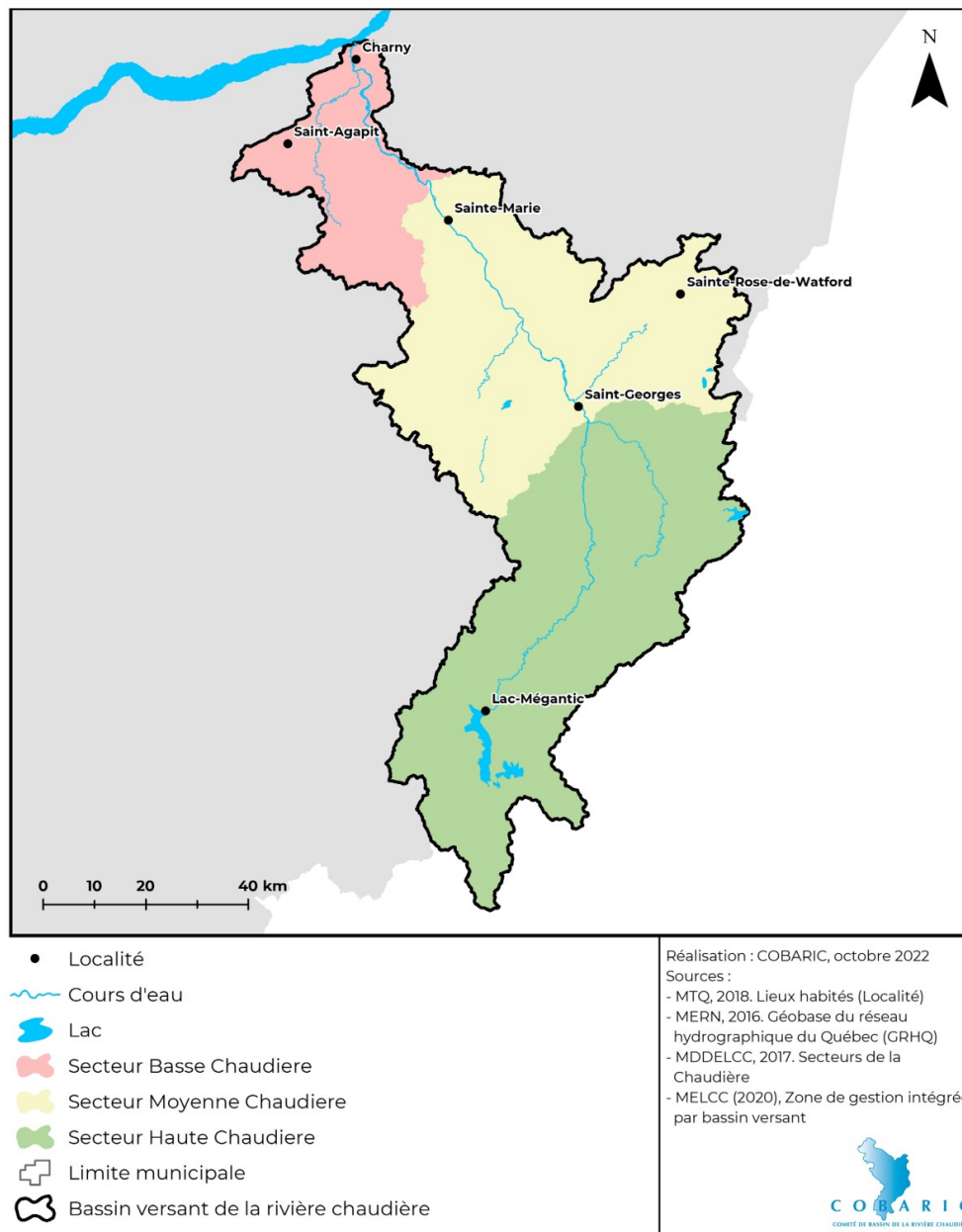


Figure 5. Délimitation des trois principaux tronçons de la rivière Chaudière entre le lac Mégantic et le fleuve Saint-Laurent (COBARIC, 2022)

Le réseau hydrographique est de type dendritique et se compose de deux cours d'eau principaux (rivières Beaurivage et Chaudière) qui se rejoignent à l'amont du barrage Innergex à Lévis, soit dans la portion aval de la rivière Chaudière (PK 7). Les tributaires et leurs bassins versants se caractérisent par la grande variabilité au niveau de leurs superficies (entre 2 et 80 km²), du relief et des pentes (entre 2° et 22°, Juneau et Germain, 2025) qui ont un fort potentiel de torrentialité (Tecsult, 1994). Un total de 142 sous bassins versants compose l'ensemble du bassin versant dont

41 des cours d'eau (29%) possèdent un banc de confluent à son exutoire (Juneau, 2020; Juneau et Germain, 2025). De plus, 93 cours d'eau se jettent directement dans la rivière Chaudière dont les quatre principaux tributaires (rivière du Loup, Famine, Bras-Saint-Victor et Beaurivage) constituent environ 50% de l'aire de drainage du bassin versant (COBARIC, 2014). Parmi tous les bancs de confluent présents dans le bassin versant, 68% sont concentrés dans la moyenne Chaudière (Juneau et Germain, 2025). D'ailleurs, Juneau (2020) a identifié deux variables discriminantes permettant de déterminer la présence ou l'absence d'un banc de confluent à l'exutoire du cours d'eau. Ces variables comprennent la superficie du bassin versant et le relief, soit l'amplitude entre les points le plus élevé et le plus bas identifiés à l'intérieur du bassin versant. La figure 6 localise les bancs de confluent présents dans le tronçon Sartigan-Scott et montre les résultats des valeurs de ces variables morphométriques. Les valeurs élevées de ces variables semblent justifier la présence de bancs d'accumulation au niveau des tributaires possédant de grandes aires de drainage ainsi qu'un relief élevé (illustrées en vert pâle et foncé). Le choix de certains tributaires à étudier a été déterminé en partie par ces variables morphométriques discriminantes.

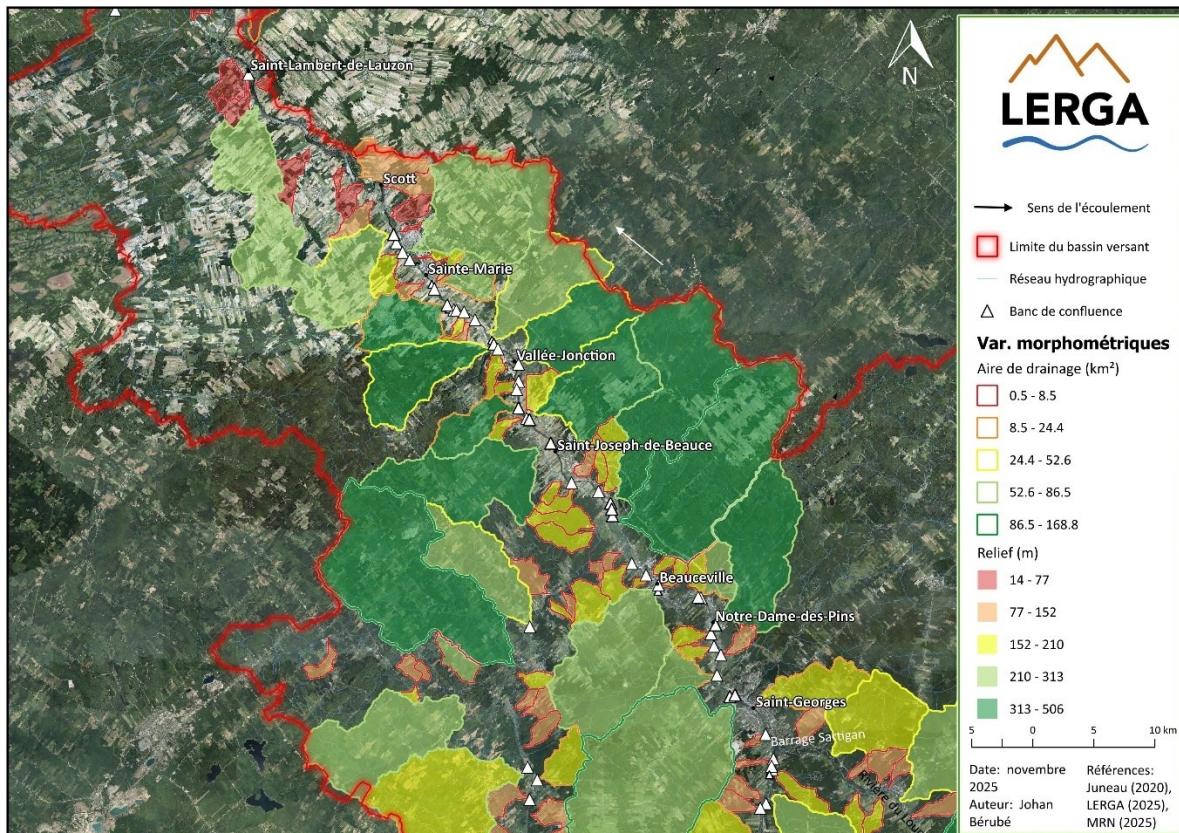


Figure 6. Présentation de l'analyse des variables morphométriques discriminantes pour la présence d'un banc de confluent (Juneau, 2020).

Contexte historique et trajectoire hydrogéomorphologique

La rivière Chaudière, ses tributaires et leurs bassins versants ont également connu plusieurs changements et perturbations au fil du temps qui ont affecté la dynamique hydrosédimentaire. Tout d’abord, plusieurs modifications ont été observées quant à l’utilisation du territoire, la présence des infrastructures et la réalisation de travaux au niveau du lit mineur et de la plaine alluviale. Selon Tecsalt (1994), l’utilisation des sols entre 1925 et 1989 n’a pas influencé l’indice de sensibilité au ruissellement utilisé lors de leur étude. Par conséquent, le développement anthropique ne semble pas contribuer directement à augmenter le volume de ruissellement de surface durant cette période (Tecsult, 1994). Cependant, le développement des secteurs agricoles, industriels, forestiers, urbains et celui des infrastructures routières ont mené à la croissance considérable ainsi qu’à l’amélioration de l’efficacité du réseau de drainage. Cela a favorisé la capacité et la vitesse de drainage sur le territoire pour ainsi augmenter les débits en période de crue. Ces périodes de travaux favorisant le drainage au niveau des tributaires concordent d’ailleurs avec d’importantes crues observées en 1974, 1987 et 1991 (Tecsult, 1994).

Entre 1810 et 1947, les compagnies forestières ont modifié les berges et le lit mineur afin de pratiquer la drave dans le but d’acheminer les billots de bois vers les moulins à scie le long de la rivière Chaudière (Société historique Sartigan Saint-Georges, 2015 dans COBARIC, 2022). Ces activités ont mené à des épisodes d’inondation à Sainte-Marie en causant l’obstruction du chenal et le refoulement subséquent (COBARIC, 2014). On sait également que plusieurs entreprises ont extrait des sédiments de sable et de graviers des lits mineurs des rivières Chaudière et Famine ou dans leurs plaines alluviales pour les utiliser dans la construction de routes et de remblais (Tecsult, 1994; COBARIC, 2022). Ces activités d’extraction de matériel alluvial ont été couramment observées entre Saint-Georges et Beauceville jusqu’en 1990. Les infrastructures mises en place pour l’extraction telles que les digues, les batardeaux et les chemins d’accès ont influencé les processus d’érosion en modifiant localement les conditions hydrauliques (augmentation des vitesses d’écoulement par exemple). Les années 1960 ont également été marquées par les travaux de profilage du chenal de la Chaudière en aval entre les PK52 et PK57 (Triquet, 1968; Tecsalt, 1994). Une incision du chenal qui est liée aux activités d’extraction de sédiments à Beauceville entre 0.5m et 2.0m a été constatée par la suite dans ce tronçon (Tecsult, 1994).

À partir des années 1960, une grande quantité de travaux d’aménagement ont été observés dans les tributaires de la rivière Chaudière et dans leur bassin versant (Tecsult, 1994). Durant cette

période ont débuté les travaux de linéarisation, de profilage et autres dans les cours d'eau du bassin versant. Entre 1960 et 1970, des travaux de canalisation, de profilage de berges, d'aménagement de fosses à sédiments (rivière Bras-Saint-Victor), de retrait de sédiments (rivières Nadeau et Lessard) et d'élargissement (rivière des Fermes) ont été réalisés dans l'embouchure de nombreux tributaires (Tecsult, 1994; Biron *et al.*, 2020). Des travaux de linéarisation ont également été réalisés sur près de 400 km dans les rivières Bras-Saint-Victor, Calway, Plante, Chassé, Linière et Pozer entre 1964 et 1973. L'aménagement de fossés de drainage linéaires et surcreusés dans les zones agricoles a également provoqué l'augmentation des processus de ravinement et d'incision dans les segments à forte pente. Cela a favorisé l'accumulation de sédiments dans certains tributaires ainsi qu'à leur embouchure (Tecsult, 1994).

Les variations dans les conditions hydrologiques ont également affecté la dynamique hydrosédimentaire dans le temps. Tecult (1994) a analysé les données de débits à la station de Saint-Lambert (023402) entre 1915 et 1991 (figure 7). L'analyse des débits annuels maximums montre une tendance à l'augmentation des débits de récurrence 20 ans. Les auteurs associent le synchronisme de cette augmentation au début de la période de développement intensif de l'agriculture, de la coupe à blanc, et aussi à de nombreuses interventions directement dans les cours d'eau (p.ex. linéarisation des tributaires) dans les années 1960. Cette tendance diffère de celle de l'ensemble du Québec, où aucune augmentation du nombre de crues majeures n'est observée entre 1960-1970 (Perrier, 1978). Néanmoins, une augmentation des dommages causés par les inondations liées à la modification de l'utilisation du territoire a été remarquée pour la période 1970-1978. De 1970 à 1991, les niveaux d'eau modélisés par Tecult (1994) ont légèrement diminué par rapport à ceux du début du siècle, et ce malgré l'augmentation de la fréquence des crues. Cette diminution a été associée aux travaux dans le chenal dans les années 1970 (retrait d'ouvrages, travaux d'excavation et stabilisation des berges).

Les conditions hydroclimatiques passées qui ont été analysées illustrent des tendances dans le temps (Biron *et al.*, 2020; Leconte et Bizhanimanazar, 2020). Parmi ces tendances, la hausse des précipitations annuelles cumulées et la hausse des débits annuels maximums observés entre 1954 et 2019 ont été constatées (figure 8). Cette tendance peut s'expliquer par les changements dans l'affectation du territoire, l'étalement des zones urbaines, les différents cycles hydroclimatiques naturels (p.ex. oscillation nord-atlantique), par les changements climatiques (Biron *et al.*, 2020) ainsi que par la perte de milieux humides riverains et dans les portions amont (Leconte et Bizhanimanazar, 2020). Une hausse dans la fréquence des crues a également été observée pour la

période 1971-2000 dans plusieurs des sous-bassins versants de la rivière Chaudière (Leconte et Bizhanimanzar, 2020).

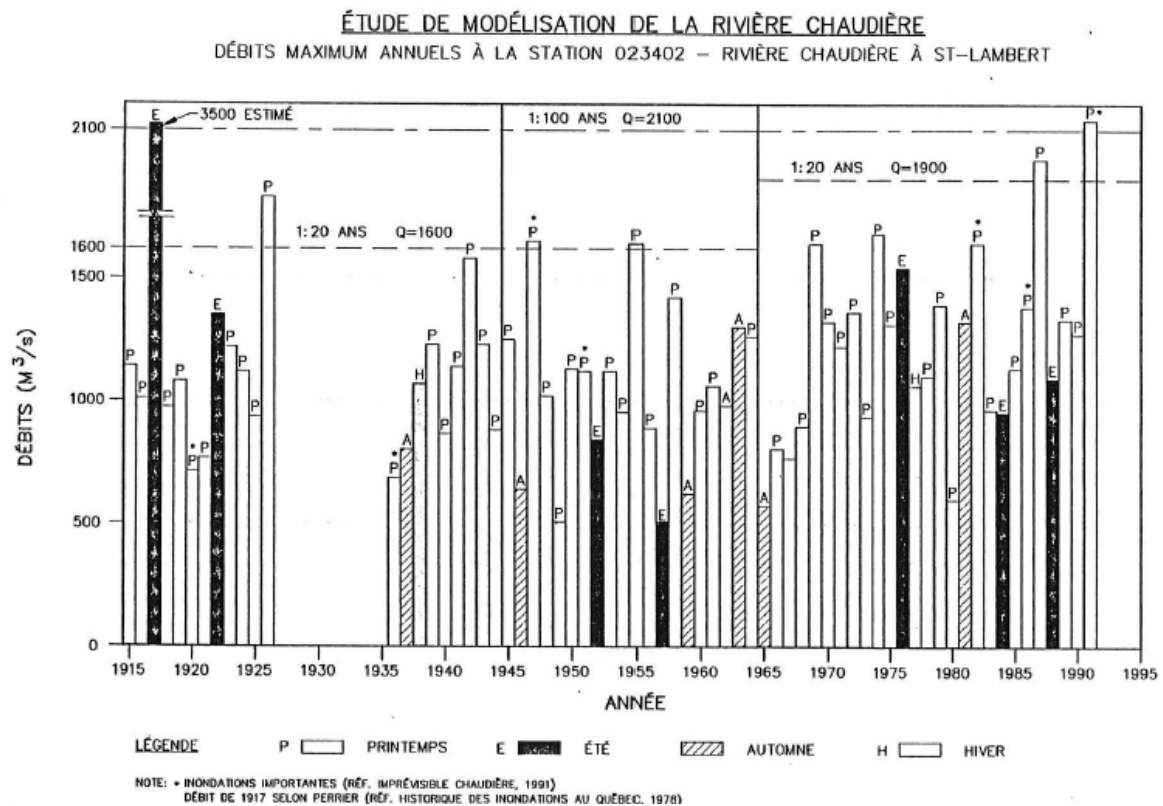


Figure 7. Données de débits maximums annuels à la station de Saint-Lambert (023402) entre 1915 et 1991 (Tecsult, 1994).

La durée de l'hiver glaciologique en Beauce a été évaluée à 133 jours, soit du 16 novembre au 28 mars, à partir de 31 années de données provenant de la station météorologique de Beauceville (Biron *et al.*, 2020). La figure 9 illustre la distribution des degrés-jour de gel cumulés (ou rigueur) entre 1988 et 2019 et des événements d'inondation par embâcle. L'analyse de cette série temporelle montre que les hivers antérieurs à 2003 sont légèrement plus chauds que ceux entre 2004 et 2019 et que cette dernière période est caractérisée par une alternance d'hivers doux et rigoureux (Biron *et al.*, 2020). Malgré l'occurrence d'embâcles à sévérité variable durant les six dernières années de l'analyse, aucune tendance claire n'a été observée en ce qui a trait à l'occurrence d'embâcles à court et moyen termes en fonction des degrés-jour de gel. Morse et Turcotte (2018) ont calculé une récurrence de 3,3 débâcles par année sur la rivière Chaudière pour la période 1972-2000, concentrées majoritairement entre le début mars et la fin avril. La variabilité et les récurrences élevées d'événements d'embâcle illustrent que ces processus s'avèrent complexes et ne peuvent être expliqués uniquement par la rigueur de l'hiver.

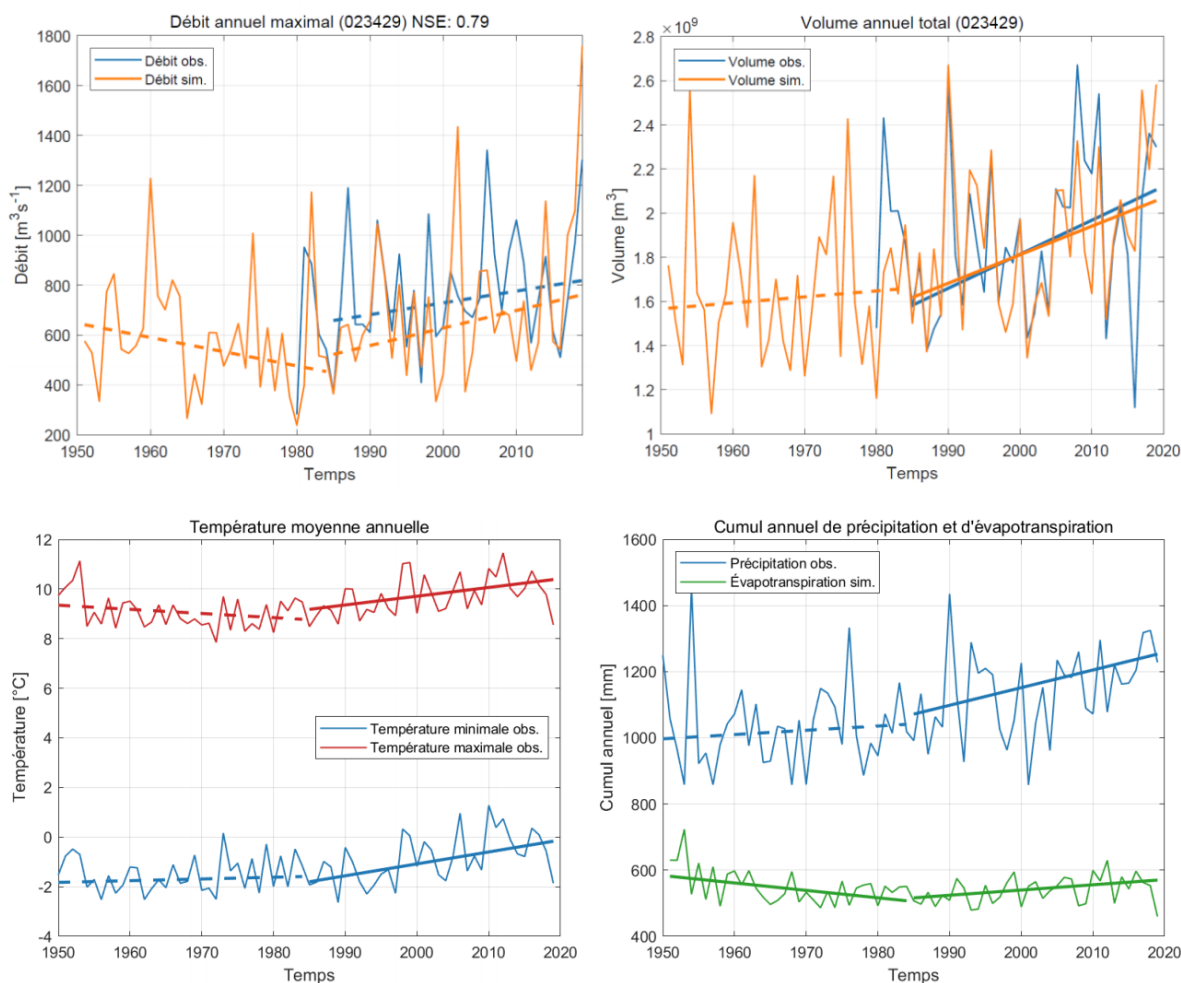


Figure 8. Résultats d'analyses des conditions hydrométéorologiques entre 1954 et 2019 (adapté de Biron *et al.*, 2020).

Plusieurs modélisations ont été réalisées afin de fournir des prédictions futures dans un contexte de changements climatiques. Les prédictions quant aux conditions hydrométéorologiques incluent une augmentation des précipitations extrêmes journalières et sous-journalières (Martel *et al.*, 2020), ainsi qu'une augmentation des débits de crues et des débits hivernaux (Leconte et Bizhanimanzar, 2020). Les prévisions quant à l'hiver glaciologique sont une diminution de la durée de l'hiver de 3 à 5 semaines (Morse et Turcotte, 2018), des débâcles hivernales plus fréquentes (Leconte et Bizhanimanzar, 2020), et des débâcles printanières plus hâtives (Morse et Turcotte, 2018; Leconte et Bizhanimanzar, 2020).

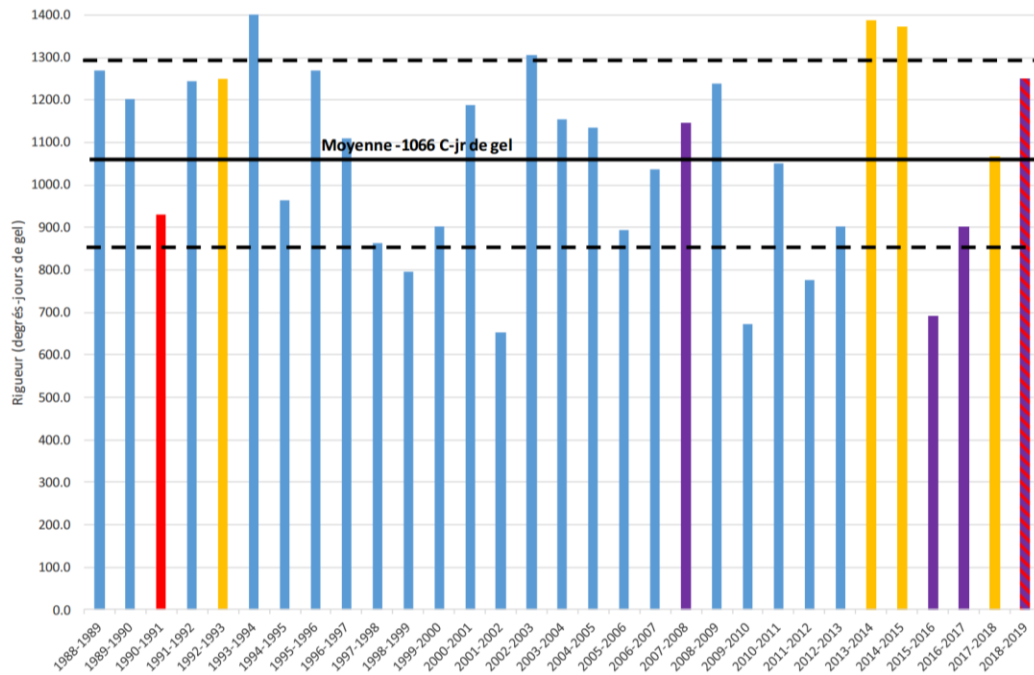


Figure 9. Distribution des degrés-jour de gel cumulés (rigueur) de 31 hivers à Beauceville entre 1988 et 2019 (bleu : hiver sans inondations, violet : inondation en cours d’hiver ; rouge : inondation printanière sévère, jaune : inondation printanière modérée). Les lignes pointillées représentent $\pm$ un écart-type (extrait de Biron *et al.*, 2020).

b. Dynamiques fluvio-glacielles

La débâcle survient généralement au niveau des tributaires avant d’être observée dans le chenal principal en raison de la réponse hydrologique plus rapide et de la présence des fortes pentes des tributaires (Blouin *et al.*, 2021). Dans le cas de la rivière Chaudière, certains auteurs ont identifié le réchauffement cumulatif (degré-jour de dégel cumulatif) ainsi que l’augmentation des débits comme facteurs prédisposant à l’occurrence d’une débâcle au niveau du chenal principal (Ghobrial *et al.*, 2023; Pelchat, 2021). Lors des hivers 2018-2019 et 2019-2020 par exemple, Ghobrial *et al.* (2023) ont observé certaines tendances dans la séquence de la débâcle jusqu’à la formation d’embâcles et d’inondations subséquentes qui concordent avec les observations d’études antérieures (Deslauriers *et al.*, 1965; Triquet, 1968; TecSult, 1994; Biron *et al.*, 2020; Pelchat, 2021).

De manière générale, la débâcle débute dans la section amont de la haute Chaudière, près de l’exutoire du lac Mégantic, où l’eau s’écoulant du lac est plus chaude, lorsque le débit atteint des valeurs entre $60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Pelchat, 2021). Ces débits ont été calculés à partir d’une station fictive à Saint-Georges (0234sg). Cette station de débit modélise les débits instantanés à partir des stations des rivières Famine (ID 023422) et Chaudière-Sartigan (ID 023429). La

fragmentation du couvert de glace débute simultanément dans la basse Chaudière, soit au niveau des segments à forte pente qui limitent la formation d'un couvert de glace durant l'hiver, lorsque les débits atteignent $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Pelchat, 2021). La section de la haute Chaudière se dégage ensuite de ses glaces pour ensuite les emporter vers l'aval jusqu'au couvert de glace couvrant le réservoir du barrage Sartigan où elles s'accumulent jusqu'à leur fonte (Blouin *et al.*, 2021; Ghobrial *et al.*, 2023).

Ensuite, le couvert de glace à l'aval du barrage Sartigan et du rapide du Diable (moyenne Chaudière), ainsi que dans les segments à forte pente de la basse Chaudière commence à se mobiliser au tout début de la crue. La dislocation du couvert de glace débute généralement à un débit de $125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au niveau du rapide du Diable ainsi qu'aux confluents de certains tributaires (Pelchat, 2021). À la suite de la débâcle, les glaces sont transportées vers l'aval jusqu'à ce que les glaces en mouvement soient interceptées et s'accumulent. Sur la rivière Chaudière, ces segments d'accumulation correspondent à ceux dont le couvert est toujours intègre (Ghobrial *et al.*, 2023). Les segments propices (et connus) à la formation d'embâcles sont par exemple ceux situés au pied du rapide du Diable ou au Rocher en amont ainsi qu'à l'aval de Beauceville (Tecsult, 1994; Ghobrial *et al.*, 2023) en raison des bris de pente et de la présence d'îles. Plusieurs segments localisés aux confluents de tributaires de la rivière Chaudière sont également reconnus pour favoriser l'accumulation de glaces et la formation d'embâcles (Tecsult, 1994).

Lors des hivers 2018-2019 et 2019-2020, Ghobrial *et al.* (2023) et Pelchat (2021) ont déterminé les causes de 51 événements d'embâcles qui ont été associés à la présence d'îlots (37%), de méandres (33%), de bris de pente (33%), de confluents (17,6%), de rétrécissements naturels du chenal (15,7%) et de ponts (13,7%). D'ailleurs, les segments du pont et des passerelles piétonnières de Saint-Georges et du Rocher localisés à l'aval de Beauceville (figure 2) ont été identifiés et qualifiés comme étant des sites d'embâcles récurrents et problématiques (Tecsult, 1994; Pelchat, 2021).

La débâcle se poursuit vers l'aval sous l'effet du relâchement successif d'ondes de crue provenant de l'amont causée par le relâchement de glaces et d'eau stockées dans la zone de refoulement des embâcles (Ghobrial *et al.*, 2023). Cette succession d'embâcles-débâcles dans ce tronçon est également affectée par la présence d'exutoires de tributaires et leur dynamique glacielle respective entre Saint-Georges et Vallée-Jonction. Cela s'explique principalement par

l'asynchronisme des débâcles précoces qui surviennent dans les tributaires et la différence de pentes entre les deux cours d'eau (Blouin *et al.*, 2021).

Malgré les connaissances limitées sur l'influence des tributaires sur la dynamique glacielle au niveau des confluents avec le chenal principal (Blouin *et al.*, 2021), les rivières Famine (714 km², 22,5% du débit total de la Chaudière) et Bras-Saint-Victor (735 km², 24,0% du débit total) représentent deux tributaires majeurs du bassin versant qui peuvent influencer considérablement la dynamique glacielle de la rivière Chaudière (Ladouceur, 2022). Ladouceur (2022) mentionne d'ailleurs leur contribution importante à la dynamique des glaces par l'apport de frasil, l'initiation et la consolidation d'embâcles de glaces lors des hivers 2018, 2019 et 2020. De plus, Pelchat (2021) a observé que la majorité des embâcles majeurs causant des inondations a été localisée en amont du confluent du Bras-Saint-Victor lors de l'hiver 2018-2019 et 2019-2020. Cela illustre la forte capacité de rétention des glaces et l'influence du tributaire sur la formation d'embâcle et les inondations dans ce segment de la rivière Chaudière.

L'augmentation des débits entre 350 m³ s⁻¹ et 750 m³ s⁻¹ causée par la hausse des températures permet au train de glace de migrer progressivement vers l'aval avec la hausse des débits (Pelchat, 2021). Le passage de la glace et la hausse des niveaux d'eau entraînent la dislocation et le transport des lambeaux restants du couvert de glace et provoquent la formation d'embâcles successifs au confluent du Bras-Saint-Victor, dans le segment de Saint-Joseph ainsi qu'au pont de Vallée-Jonction (Ghobrial *et al.*, 2023). Le segment des eaux mortes est le dernier segment à se libérer de ses glaces en raison de ses faibles pentes et de sa faible capacité d'évacuation des glaces qui favorisent leur accumulation.

III CADRE MÉTHODOLOGIQUE

a. Trajectoire hydrogéomorphologique (HGM)

La trajectoire HGM a pour but d'identifier les tendances évolutives observées dans le temps et l'espace afin de comprendre et d'expliquer les changements observés dans le tronçon Sartigan-Sainte-Marie. L'analyse de la trajectoire passée permet d'anticiper l'évolution des processus, les changements HGM futurs, et les réajustements potentiels du lit mineur.

La combinaison de deux approches a été priorisée afin d'analyser la trajectoire HGM, soit l'approche historique et l'approche géomorphologique. Ces deux approches sont à la fois distinctes et complémentaires. D'une part, l'approche historique consiste à caractériser qualitativement l'évolution des différents segments du tronçon à l'étude à partir de documents historiques, d'images aériennes historiques (1935 à 1996) et d'orthophotographies aériennes (2007 à 2015). L'absence d'orthophotographies aériennes postérieures à 2015 a limité la possibilité d'intégrer des données plus récentes à l'analyse de la trajectoire. Cette approche permet d'identifier les changements dans les formes dominantes présentes dans les lits mineur et majeur et dans le style fluvial, et de mettre en évidence des événements marquants tels que les avulsions, la migration latérale, la formation d'embâcles ou le transport d'importante quantité de bois en rivière. L'utilisation et l'analyse des données LiDAR permettent également d'identifier et de localiser les formes et indices présents et passés au niveau du lit mineur et de la plaine alluviale pouvant être associés à différents processus de la dynamique fluviale historique. Les documents historiques permettent également d'évaluer l'état d'équilibre pour chacun des intervalles de temps et dans chacun des segments du corridor à l'étude.

D'autre part, l'approche géomorphologique consiste à mesurer et quantifier plusieurs paramètres HGM qui caractérisent la dynamique fluviale afin d'en comprendre les tendances évolutives. Les limites du lit mineur ont d'abord été tracées pour chacune des périodes, soit 1935, 1960, 1979, 1996, 2007 et 2015 dans le cas de la rivière Chaudière, et 1959, 1985 (ou 1986) et 2015 dans les cas des huit tributaires qui ont été choisis (rivières Pozer, Famine, Gilbert, du Moulin, des Plante, des Fermes, Nadeau et Lessard). Les tributaires à analyser ont été déterminés à partir de la photo-interprétation de la taille des bancs de confluent, la littérature sur les activités sur le territoire (p. ex. Tecsalt, 1994; Biron *et al.*, 2020) ainsi qu'en fonction des paramètres discriminants de Juneau (2020) des sous bassins versants (figure 6). La délimitation du lit mineur et du lit mineur a permis de quantifier certaines caractéristiques HGM telles que la largeur, les taux de migration latérale,

l'indice de sinuosité. Les paramètres HGM analysés ont été calculés sur un intervalle de 50 m, sur une distance variant entre 6 km et 11 km pour trois périodes différentes (1959, 1985 et 2015).

À partir de l'information apportée par l'ensemble des analyses historiques et géomorphologiques, il devient ainsi possible de déterminer quels ajustements (ou réajustements) sont en cours et de les projeter dans le futur. Les mesures de paramètres HGM obtenues pour les différentes séquences temporelles et pour différents segments permettent de projeter l'évolution du cours d'eau dans le futur selon son état d'équilibre et sa sensibilité face aux perturbations.

b. Bilan sédimentaire et analyses morphométriques

L'approche par bilan sédimentaire a été réalisée en comparant les levés topographiques de deux jeux de données entre 2001 et 2024. Les levés topographiques de 2001 proviennent de la base de données topographiques utilisées dans le cadre de la modélisation des zones inondables au début des années 2000 par le Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ). À partir de cette base de données, les points d'élévations de 116 profils transversaux distribués sur plus de 60 km de distance dans la moyenne Chaudière, soit entre le barrage Sartigan à Saint-Georges et Saint-Lambert, ont été extraits de la base de données. Des données provenant du laboratoire de Brian Morse (Université Laval) ont également été mises à disposition pour l'analyse du bilan sédimentaire. Toutefois, le décalage entre les positions des transects du CEHQ et ceux de l'Université Laval était trop important pour permettre une comparaison des points d'élévation. Par conséquent, les données de l'Université Laval n'ont pu être utilisées.

Une campagne de terrain a donc été réalisée à l'automne 2024 afin d'acquérir les valeurs d'altitude pour les mêmes points d'élévation du lit le long des 116 profils réalisés préalablement par le CEHQ. Les données topographiques ont été acquises à l'aide d'un DGPS Leica GS14 et ICON GPS 70 ($\pm 2\text{cm}$) en mode RTK. L'utilisation d'un échosondeur Seafloor Hydrolite DFX ($\pm 1\text{cm}$) installé sur un kayak a été priorisée dans les segments trop profonds pour utiliser les DGPS (figure 10). Le traitement des données a permis de filtrer les valeurs aberrantes ou imprécises pour ensuite calculer les différences altimétriques entre les élévations de 2001 et 2024. Au total, sept profils ont été éliminés par manque de données en raison de l'imprécision des valeurs d'altitude des points d'élévation. Ensuite, la moyenne d'altitude différentielle au niveau des 116 profils a été calculée. Pour ce faire, chaque point d'élévation a été associé à une largeur le long du profil transversal centré sur sa position dans le transect. Ces valeurs ont ensuite été utilisées pour calculer une surface érodée pour chaque point. Ces surfaces sont additionnées sur la partie dans

le chenal pour chaque transect pour obtenir une surface totale érodée (en m^2). Cette surface est ensuite divisée par la longueur du transect, donnant une différence d'altitude moyenne en mètres par profil. Des matrices de différences d'altitude entre 2001 et 2024 ont également été créées à l'aide des résultats calculés à chaque point d'élévation pour cinq tronçons (Saint-Georges-Notre-Dame-des-Pins, Beauceville, Saint-Joseph-Vallée-Jonction, Scott-Sainte-Marie et Saint-Lambert). Ces matrices ont ensuite été utilisées afin d'analyser le bilan sédimentaire dans chacun des tronçons.



Figure 10. Réalisation d'un profil transversal à l'aide d'un échosondeur installé sur un kayak lors de la campagne terrain de septembre 2024.

Des levés topographiques de haute résolution ont également été réalisés à l'automne 2024 et 2025 au niveau des bancs de confluents des rivières des Fermes (Saint-Joseph), Nadeau (Vallée-Jonction) et Cliche (Sainte-Marie). Ces levés topographiques ont été utilisés afin de créer des modèles numériques d'élévation (MNT) pour 2024 et 2025 pour ensuite calculer la différence altimétrique entre ces deux années. Les matrices de différences ont ensuite été analysées afin de calculer le bilan sédimentaire à court terme et d'évaluer certains paramètres morphométriques.

De plus, une méthode de calcul de superficie a été développée afin de comparer les superficies dans le temps à plus haute résolution temporelle dans le but d'analyser le bilan sédimentaire et

la morphométrie des bancs de confluent à court moyen-terme. La force de cette approche par bilan réside dans la précision des données et la haute résolution temporelle de l'échantillon (p. ex. suivi à chaque crue, intra-annuelle, interannuelle) par l'élaboration d'une courbe de tarage débits-superficie. L'objectif de cette relation est de standardiser les valeurs de superficie en fonction des niveaux d'eau atteints lors de la prise du cliché. Pour ce faire, la superficie de six bancs de confluent a été mesurée entre 2016 et 2024 à partir d'imagerie satellitaire Dove (4 bandes spectrales et résolution de 3 m) obtenue sur Planet Scope. La série d'images doit être choisie en fonction des niveaux d'eau, mais préférablement à des débits entre 0 et 25 m³/s dans le cas de la rivière Chaudière. La figure 11 illustre la relation logarithmique entre les superficies mesurées de six bancs de confluent en fonction des débits à laquelle les images satellites ont été prises. Les équations ont ensuite été utilisées afin de calibrer les valeurs de superficies pour ces bancs. Les rivières Pozer, du Moulin et des Plante n'ont pas été utilisées en raison du faible coefficient de détermination des courbes de relation.

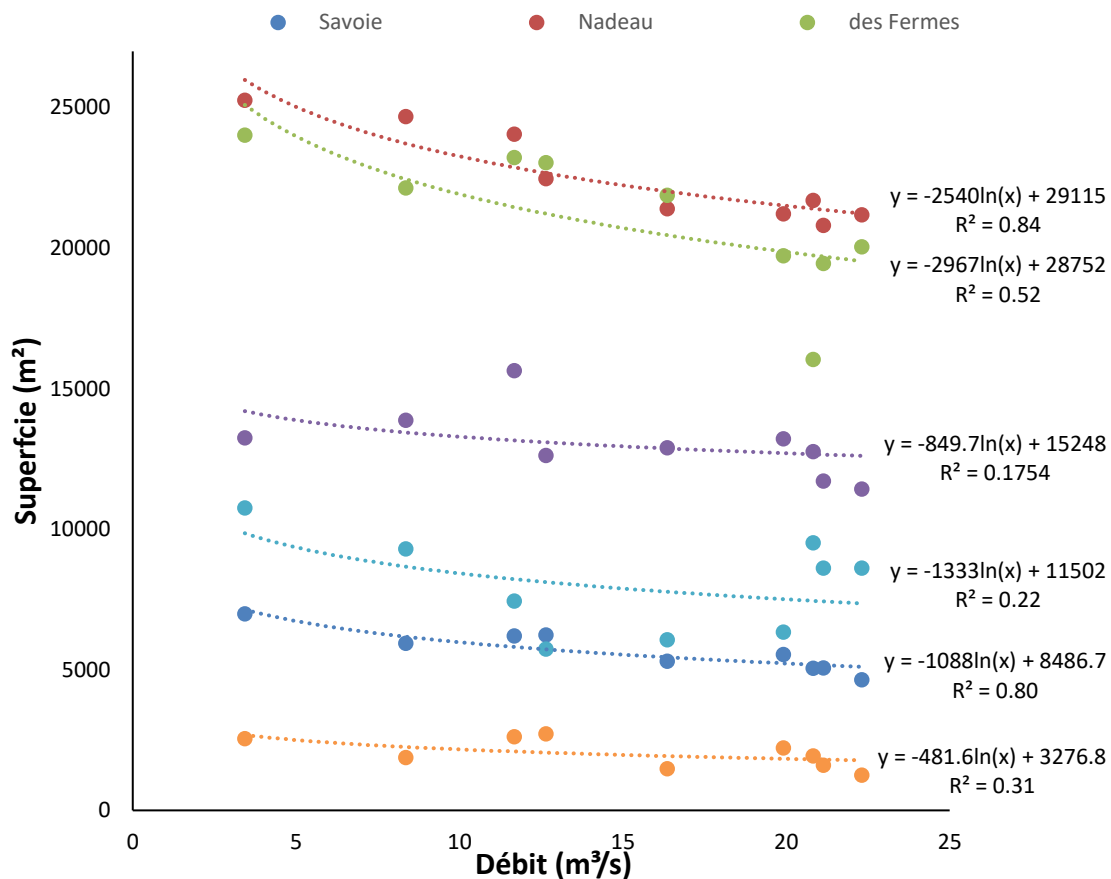


Figure 11. Courbes logarithmiques présentant la relation entre la superficie et les débits sur six bancs de confluent de la rivière Chaudière entre 2016 et 2024. Les coefficients de détermination et les équations des courbes des six bancs de confluent sont présentés à droite.

Enfin, un suivi par caméras a été réalisé à partir d'un réseau de caméras automatiques (Vosker V150) et caméras vidéo du Système de surveillance de la rivière Chaudière. Ce suivi avait pour but de caractériser l'évolution des bancs de confluent au fil des crues. Toutefois, les images n'ont pu être utilisées en raison de la faible qualité de celles-ci liées à des soucis technologiques. L'acquisition d'images par les caméras automatiques a été interrompue à maintes reprises en raison d'arrêts d'alimentation. Ces interruptions semblent être liées majoritairement à la faible puissance de charge des panneaux solaires menant à des défaillances techniques de la caméra. De plus, l'absence de végétation ligneuse mature et la croissance de la végétation riveraine envahissante par des espèces riveraines à croissance rapide (p. ex. renouée du Japon) ont grandement limité les sites d'installation possibles (avec hauteur et angles optimaux) en plus d'obstruer la vue sur le banc visé et de réduire l'exposition des panneaux solaires au soleil. De plus, les caméras du réseau de surveillance de la Chaudière n'ont pu offrir une qualité d'image suffisante (exposition, angle, position) afin de réaliser l'entraînement nécessaire afin de quantifier les volumes de bois, de glaces ou le régime hydrologique (p.ex. célérité des ondes de relâchement lors de débâcle).

c. Indice de connectivité

La connectivité hydrosédimentaire est un concept qui se décrit comme la capacité de transfert de sédiments à l'intérieur d'un bassin versant (Hooke, 2003) de sa source jusqu'à l'exutoire, contrôlé par le degré de liaison entre les composantes du système (Bracken *et al.*, 2015). Le mouvement et le transfert de sédiments s'effectuent des zones sources vers les zones de stockages potentielles par le biais de processus d'érosion, de transport et d'accumulation (Bracken *et al.*, 2015). Plusieurs types de modèles ont été développés afin d'estimer les taux d'érosion et de transport des sédiments à large échelle, soient des modèles conceptuels, physiques (mathématiques), empiriques ou mixtes (Merritt *et al.*, 2003; Hajigholizadeh *et al.*, 2018).

L'indice de connectivité (IC) représente un exemple de modélisation permettant d'identifier les sources de sédiments à l'échelle du bassin versant (Borselli *et al.*, 2008) et d'évaluer le potentiel de connectivité et les flux de sédiments à l'intérieur d'un réseau hydrographique (Hooke et Souza, 2021). Cet indice fonctionne en octroyant une valeur aux liens fonctionnels entre les sources de sédiments (dépôts, sols) et le réseau hydrographique permanent (Heckmann *et al.*, 2018). Par exemple, un sous bassin versant avec un IC élevé désigne un système eau-sol où le phénomène

du ruissellement de surface détient une forte capacité de mettre en mouvement et de déplacer les sédiments vers le système fluvial.

Les IC se différencient par deux approches distinctes, soit l'approche géomorphologique (ou structurelle) ainsi que l'approche fonctionnelle. Cette dernière est liée aux composantes clés du système, telles que les conditions hydrométéorologiques et les flux hydrosédimentaires (Zanandrea *et al.*, 2021). Les composantes fonctionnelles sont ainsi liées à l'hydrologie et permettent de quantifier les variations spatio-temporelles à court terme (effets saisonniers, intra-annuels ou interannuels) ainsi que les flux d'écoulement dans le réseau hydrographique. L'approche géomorphologique est fortement liée aux liens structurels (ou composantes structurelles) ainsi qu'à leur potentiel de connectivité dans le réseau de drainage. Le degré de liaison structurelle se mesure à l'aide de multiples facteurs comme l'aire de drainage, la pente et la variable sans dimension W (impédance) qui représente la résistance à la mise en transport des sédiments reflétée par la nature du sol et la résistance à l'écoulement.

Par conséquent, plusieurs itérations de l'IC présentes dans la littérature proviennent de modifications apportées à l'indice développé initialement par Borselli *et al.* (2008) afin d'améliorer et d'adapter celui-ci à un contexte précis. Afin d'évaluer le degré de connectivité et la connectivité potentielle entre les sources amont et aval, les auteurs ont proposé un IC constitué de deux composantes amont et aval du système fluvial (figure 12). Dans cette itération, l'impédance représente la résistance à l'écoulement ainsi qu'au transfert de sédiments déterminés par l'utilisation du sol et la pente locale. L'équation 1 résume le calcul de l'IC :

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) \quad [1]$$

où la valeur de l'IC est déterminée par la fonction logarithmique des composantes D_{up} (amont) par rapport à D_{dn} (aval). La composante amont est déterminée par l'équation :

$$D_{up} = \bar{W} \bar{S} \sqrt{A} \quad [2]$$

où W représente la valeur d'impédance moyenne, S la pente moyenne (m/m) et A l'aire de drainage (m^2) de la portion amont. La composante aval est calculée par l'équation suivante :

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i} \quad [3]$$

où d représente la distance (en m) de la cellule i , W la valeur de l'impédance à la cellule i et S la pente (m/m) à la cellule i .

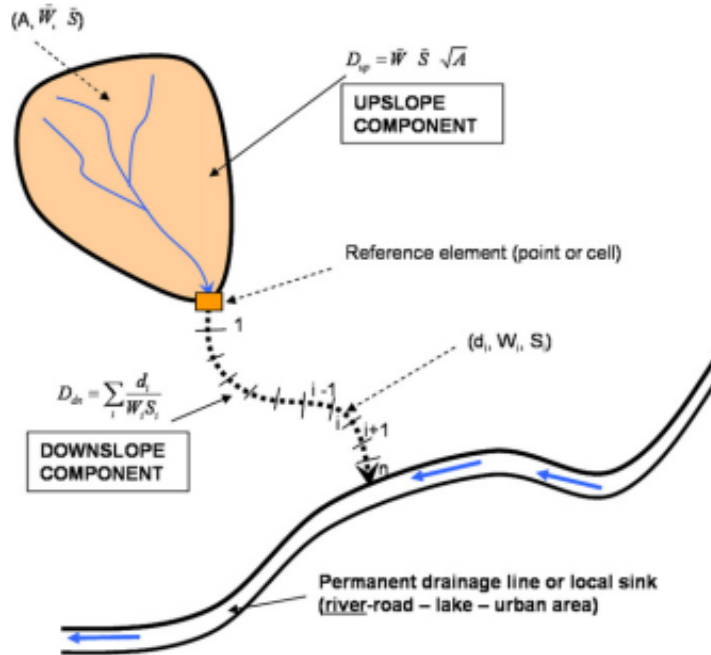


Figure 12. Définition des composantes amont et aval de l'indice de connectivité à l'échelle du paysage (tiré de Borselli *et al.*, 2008)

Cavalli *et al.* (2013) ont par la suite adapté la variable d'impédance à un contexte montagnard en utilisant uniquement la topographie résiduelle, ou indice de rugosité (*Rugosity index* ou RI), au lieu des valeurs de pente et d'utilisation du sol, tel que proposé par Borselli *et al.* (2008). Les auteurs ont calculé les valeurs d'impédance dans l'IC à l'aide de l'équation suivante :

$$W_{RI} = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{max}} \right) \quad [4]$$

Où RI et RI_{max} représentent respectivement les valeurs de topographie résiduelle (RI) locales et celles maximales dans la zone d'étude.

Zanandrea *et al.* (2020) ont par la suite proposé d'adapter la variable d'impédance par le coefficient (n) de Manning afin de conserver son aspect sans dimension initial tout en étant mieux adapté aux régions recouvertes de forêts denses. Les valeurs d'impédance sont ainsi déterminées à partir de la relation inverse du n de Manning ($1/n$) de l'utilisation du sol qui est associée à une

mesure de lissage par les auteurs. Les valeurs d'impédance peuvent être obtenues à l'aide de l'équation :

$$W_{RS} = RS = \left(\frac{n_{min}}{n} \right) \quad [5]$$

Où RS représente l'indice de *Relative smoothness*, n_{min} et n correspondent respectivement à la valeur de rugosité hydraulique minimale du segment évalué et celle associée à l'utilisation du sol locale.

Les coupes forestières et le travail du sol par la machinerie apportent une quantité supplémentaire de sédiments aux cours d'eau dans les environnements forestiers (Jautzy *et al.*, 2021). Le phénomène est décuplé lorsque ces secteurs sont reliés à la rivière par des cours d'eau ou des systèmes de ravinement en forte pente. Par conséquent, Jautzy *et al.* (2021) ont modifié l'IC en l'adaptant à la dynamique hydrosédimentaire dans des bassins versants forestiers naturels et influencés par des coupes forestières de la Gaspésie. Les auteurs ont bonifié l'indice en ajustant la variable d'impédance (coefficient W de Borselli *et al.*, 2008) au cumul ainsi qu'à l'évolution des perturbations du couvert forestier. Cet ajout a permis de créer une cartographie de l'IC à l'échelle du bassin versant, mais également de quantifier l'évolution spatio-temporelle du potentiel de connectivité sur une période de plusieurs décennies.

Cela a également permis de quantifier l'impact des coupes forestières sur la connectivité sédimentaire à l'échelle d'un bassin versant à l'aide de l'équation proposée par Plamondon (2004) :

$$SAC = W_{HR} = 1 - HR \quad [6]$$

Où SAC représente le coefficient d'accumulation de neige (*Snow augmentation coefficient*, ou Taux régressif de l'Effet de Coupe [TREC] en français), W_{HR} l'impédance dynamique liée aux perturbations de l'hydrologie ainsi qu'à la régénérescence de la végétation (*Hydrological recovery*). Le SAC varie entre 0 ($W_{HR}=1$), soit une coupe à blanc récente, et 1 ($W_{HR}=0$), soit une forêt mature. Par exemple, une forêt coupée à blanc ($SAC=0$) favorise l'accumulation de neige au sol, la réduction de l'infiltration dans le sol, l'interception, l'évapotranspiration, et par conséquent, augmente le degré de liaison entre cette portion du bassin versant et le réseau hydrologique.

L'IC qui a été adapté dans le cadre de ce projet pour le contexte agroforestier du bassin versant de la rivière Chaudière a été inspiré des travaux de Cavalli *et al.* (2013). Cet indice est basé sur

l'approche de Borselli *et al.* (2008) qui ont utilisé une variable d'impédance modifiée et inspirée par les méthodes de Zanandrea *et al.* (2020) et Jautzy *et al.* (2021) dans le but de conserver l'impact des perturbations forestières et de l'utilisation du sol. L'impédance se calcule comme suit :

$$W_{RSHR} = \left(\frac{W_{RS} + W_{HR}}{2} \right) \quad [7]$$

Où WRS et WHR représentent respectivement les impédances de Zanandrea *et al.* (2020) et de Jautzy *et al.* (2021) tandis que W_{RSHR} représente celle adaptée afin de représenter la résistance au transfert des sédiments potentiel typique du contexte agroforestier.

L'IC a ensuite été appliqué sur les cours d'eau dont l'aire de drainage est supérieure à 5 km² dans l'ensemble du bassin versant de la rivière Chaudière afin de s'assurer que l'évaluation de la connectivité hydrosédimentaire soit réalisé sur l'ensemble des cours d'eau à régime permanent (MERN, 2016). Ces bassins versants ciblés ont permis d'évaluer le potentiel de connectivité hydrosédimentaire des principaux tributaires avec la rivière Chaudière (objectif spécifique 4). Les traitements pour l'obtention l'indice ont été effectués dans l'application SedInConnect 2.3, développée par Crema et Cavalli (2018). Tous les fichiers matriciels ont été traités en format GeoTIFF, et modifiés afin d'avoir les mêmes étendues, taille de pixel (10m), projection (NAD83 Québec Lambert), type de pixel (virgule flottante), et le même nombre de rangées et de colonnes, tel que suggéré par Crema et Cavalli (2018). Les résultats obtenus ont ensuite été normalisés afin de faciliter l'interprétation et la comparaison l'IC sur l'ensemble du territoire. Ce dernier a été normalisé avec la formule suivante, tirée de Nicoll et Brierley (2017) :

$$IC' = \left(\frac{IC - IC_{min}}{IC_{max} - IC_{min}} \right) \quad [8]$$

Où l'IC max et min représentent respectivement les indices minimal et maximal dans la distribution de l'IC' normalisé. Par conséquent, les résultats de la matrice d'impédance W_{RSHR} varient entre 0,001 et 1, où 1 représente les zones avec peu de capacité de rétention des sédiments (p. ex. des zones ayant subi des coupes forestières récentes ou des terres agricoles), donc fortement connectées, et 0 représentant des secteurs avec une bonne capacité de rétention des sédiments ou avec une absence de connexion sédimentaire.

IV RÉSULTATS

Les composantes de la dynamique hydrosédimentaire qui ont été étudiées et les connaissances sur la rivière Chaudière ont été résumées précédemment. Toutefois, plusieurs éléments demeurent méconnus et ont nécessité une validation afin d'expliquer et de confirmer les changements observés au niveau de la morphologie du lit (stable, incision, aggradation) et des processus responsables de la dynamique hydrosédimentaire (production, stockage et accumulation).

a. Trajectoire HGM

La trajectoire HGM a permis d'identifier certaines tendances évolutives afin de comprendre et d'expliquer les changements HGM dans le tronçon Sartigan-Sainte-Marie de la rivière Chaudière et de huit de ses tributaires. Les changements observés dans le corridor fluvial de la rivière Chaudière se concentrent majoritairement au niveau de la plaine alluviale où l'on peut observer de nombreuses modifications dans l'utilisation du sol, des infrastructures, des formes, des activités (p.ex. extraction de matériel) et des travaux au niveau du lit mineur. La figure 13 montre un exemple de travaux qui ont été réalisés dans le lit mineur entre 1960 et 1979, qui a été remblayé afin de développer le centre-ville de Saint-Georges. La série de photographie aérienne illustre également le rehaussement du niveau d'eau induit par la construction d'un barrage de rétention entre 1993 et 2007. L'évolution du lit mineur illustrée à la figure 14 montre un état plutôt stable des tracés fluviaux entre 1935 et 2015. Des changements morphologiques ont été observés dans deux segments à l'amont, soit celui à Saint-Georges entre 1935 et 1979, et celui à Notre-Dame-des-Pins entre 1935 et 2015. Les processus HGM observés dans ces deux segments illustrent que ces changements sont liés à la dynamique fluviale naturelle de ces deux segments divagants.

Une multitude de changements du lit mineur ont été observés au niveau des tributaires dont la trajectoire HGM a été analysée. De manière générale, les modifications observées sont liées à la fois à des processus naturels, à des perturbations d'origine anthropique ou à des réajustements HGM face à ces perturbations. La figure 15 montre un exemple au niveau d'un segment à méandre de la rivière Gilbert, où l'on peut observer des processus d'érosion en lien avec la migration latérale des méandres entre 1986 et 2015.

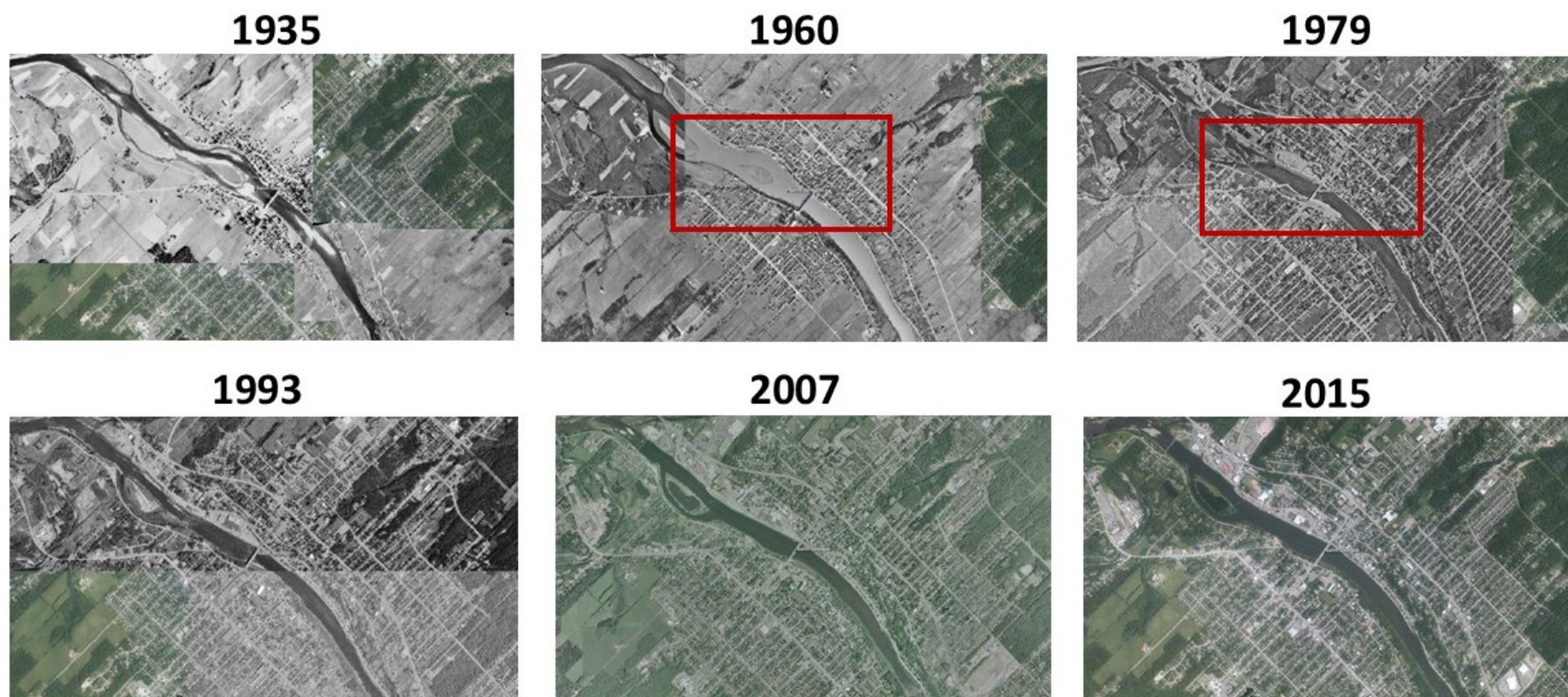


Figure 13. Exemple d'évolution du corridor fluvial dans le segment de Saint-Georges entre 1935 et 2015. L'encadré rouge illustre l'ampleur des travaux d'excavation du lit mineur et de remblais réalisés au centre-ville de Saint-Georges.

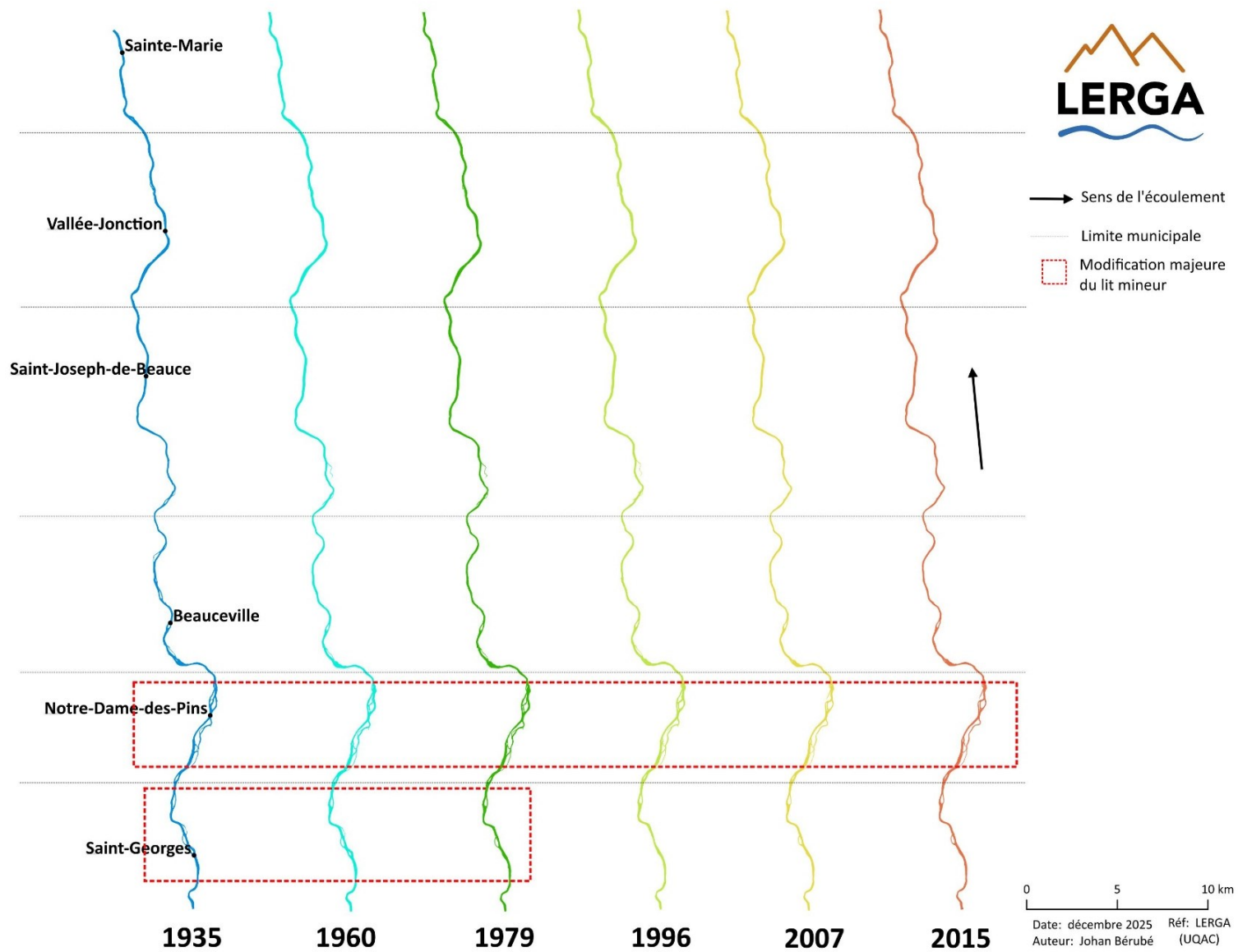


Figure 14. Évolution du lit mineur dans le tronçon de Sartigan - Sainte-Marie entre 1935 et 2015



Figure 15. Exemple d'évolution du corridor fluvial dans un segment divagant de la rivière Gilbert (Notre-Dame-des-Pins) entre 1986 et 2015.

L'origine (naturelle ou anthropique) et les types de changements HGM (processus HGM, travaux, perturbations ou réajustements) ont été identifiés et positionnés le long du lit mineur et de profils longitudinaux. Les figures 16 à 23 et l'annexe 1 présentent les résultats d'analyse de la trajectoire HGM de 1959 à 2015 pour les huit tributaires prédéterminés. Les analyses ont identifié plusieurs segments dynamiques ou ayant subi des perturbations majeures au fil du temps (haut des figure 16 à figure 23). Les rivières Gilbert, des Plante, des Fermes et Nadeau figurent parmi les plus dynamiques dans le temps. Les modifications du tracé fluvial dans les tributaires étudiés concordent majoritairement avec l'occurrence de processus HGM naturels et de perturbations anthropiques. Néanmoins, certains de ces processus n'ont pu être identifiés malgré les changements dans la planimétrie observés. Cela s'explique par l'absence ou la subtilité des signes révélateurs de processus lors de l'interprétation.

Au total, 175 processus et perturbations d'origine anthropique ont été recensés lors de deux périodes dans 8 tributaires, soit 77 occurrences entre 1959 et 1986 et 98 entre 1986 et 2015 (bas des figure 16 à figure 23). Le nombre de perturbations d'origine anthropique s'élève à 21 (12%), dont 16 (75%) sont survenus durant la période 1959-1986 et 5 (24%) durant la période 1986-2015. Les travaux de dragage et de linéarisation figurent parmi les perturbations les plus observées (12 occurrences) concentrées dans la période 1959-1986 dans les rivières Pozzer, Famine, Gilbert, des Plante et Fraser (tributaire de la rivière des Plante). De manière générale, les processus HGM sont majoritairement observés à l'aval ainsi qu'à l'amont des bassins versants. Cette distribution s'explique par la présence de fortes pentes généralement présentes en amont et de bris de pente marqués à l'aval. À l'aval, les observations sont localisées où il y a un changement de pente

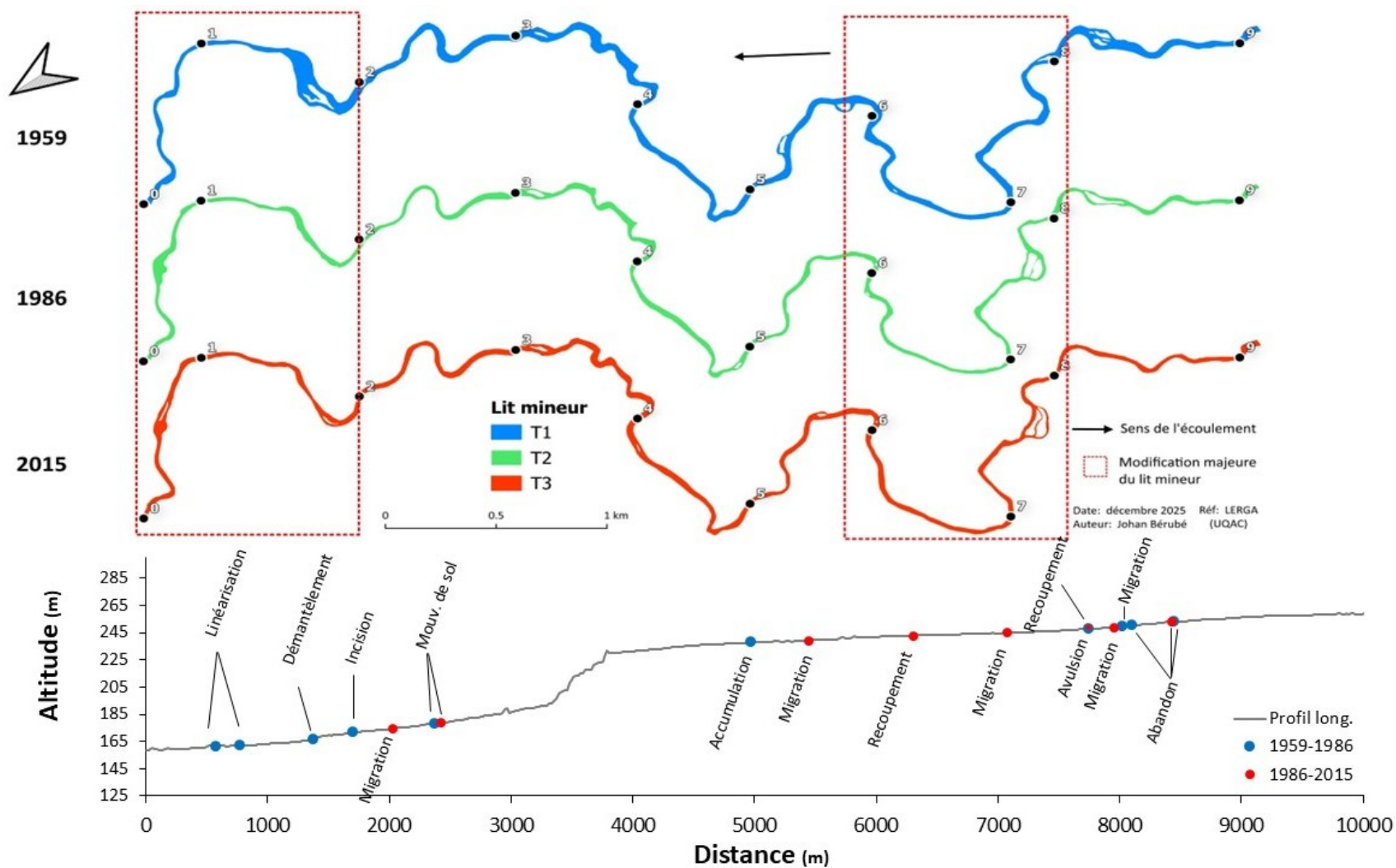


Figure 16. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Pozer.

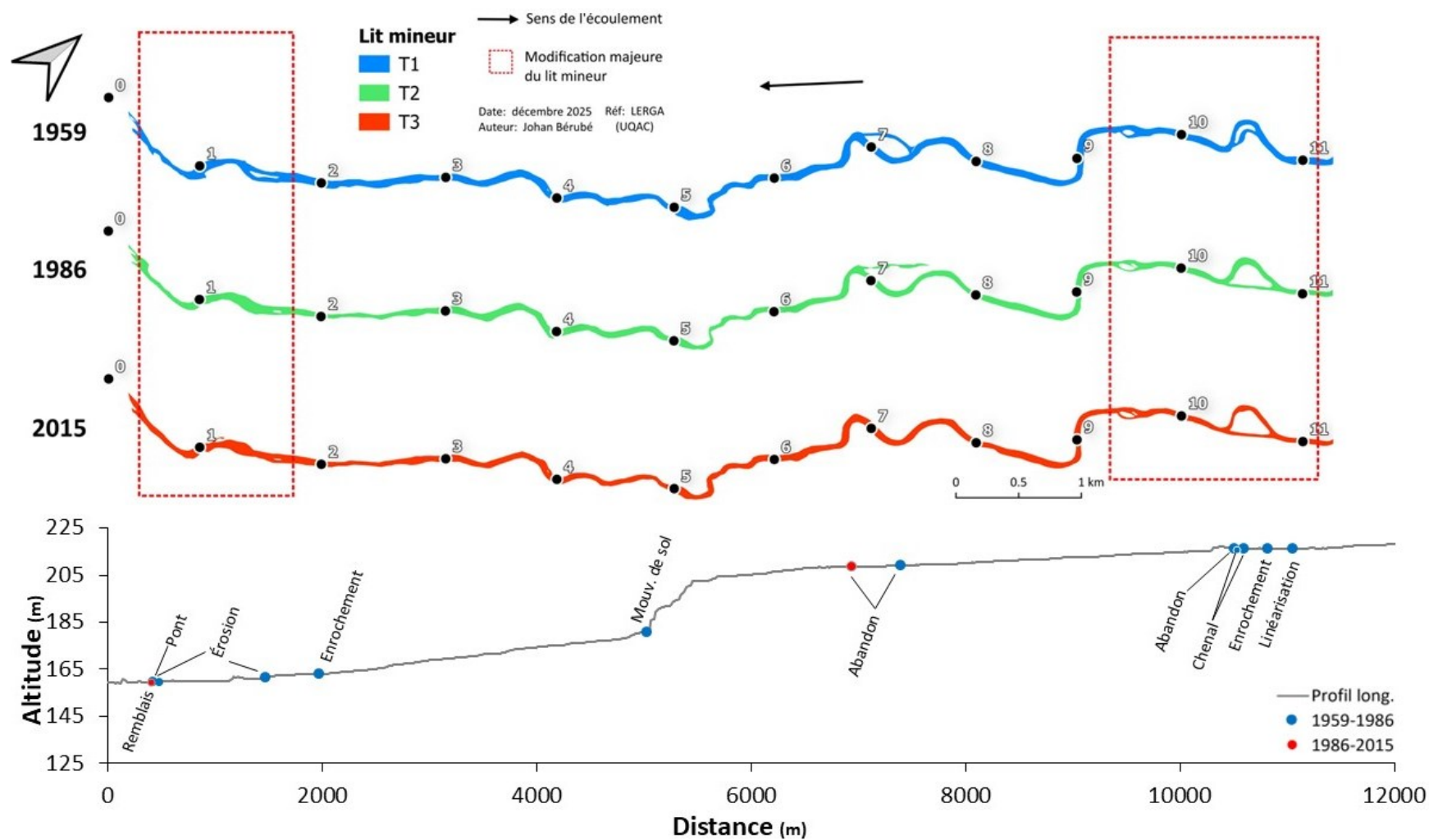


Figure 17. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Famine.

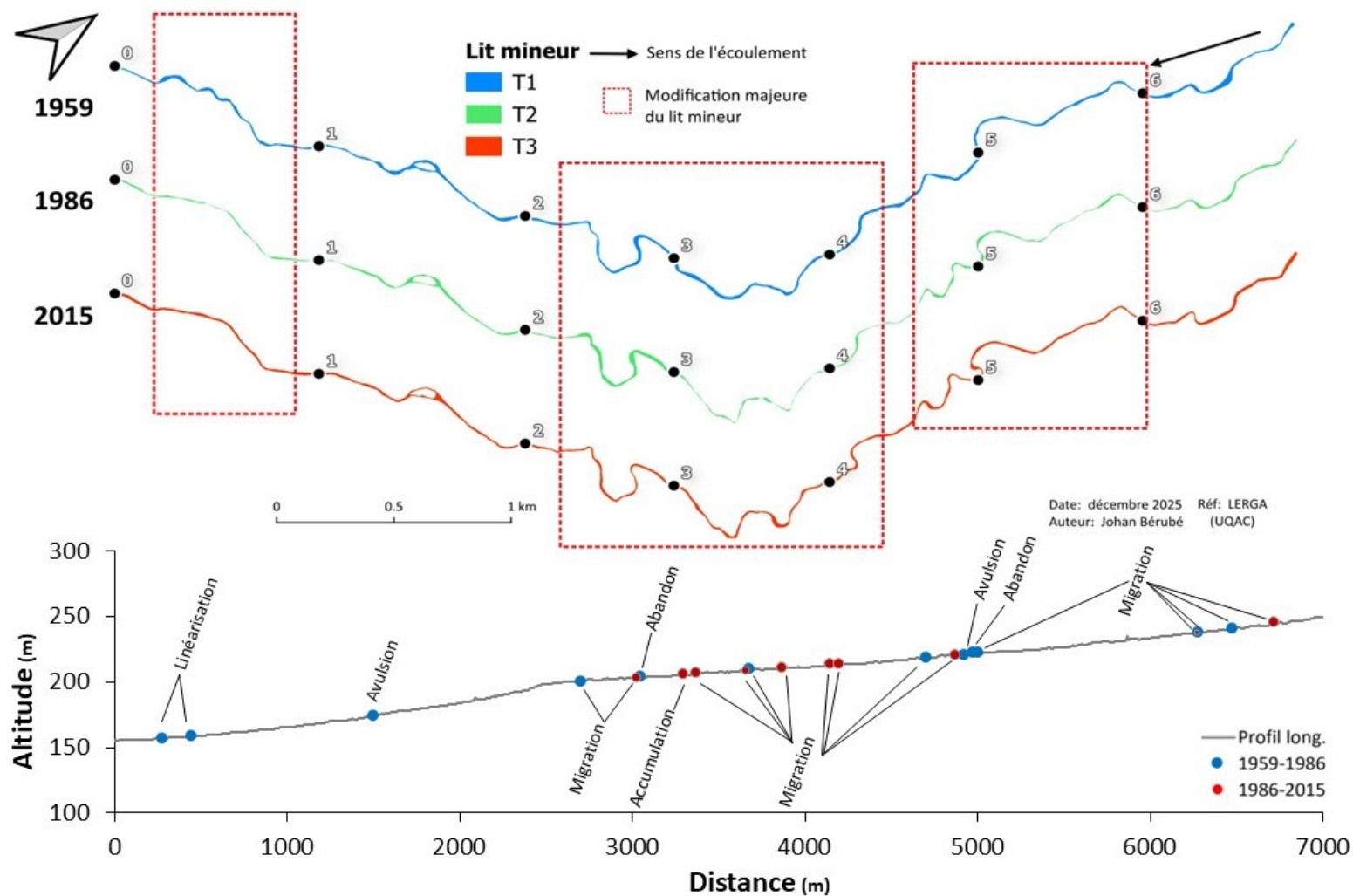


Figure 18. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Gilbert.

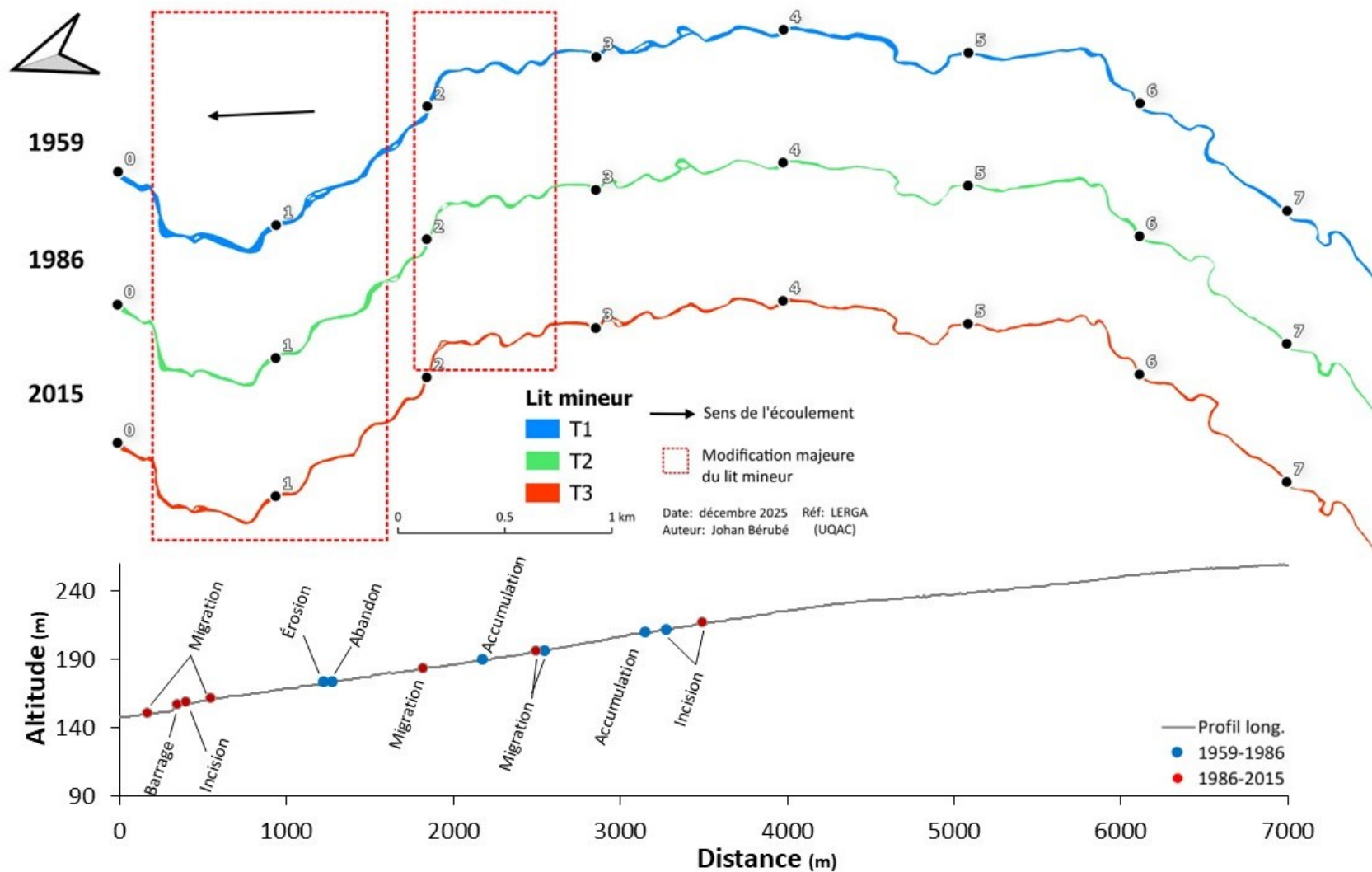


Figure 19. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière du Moulin.

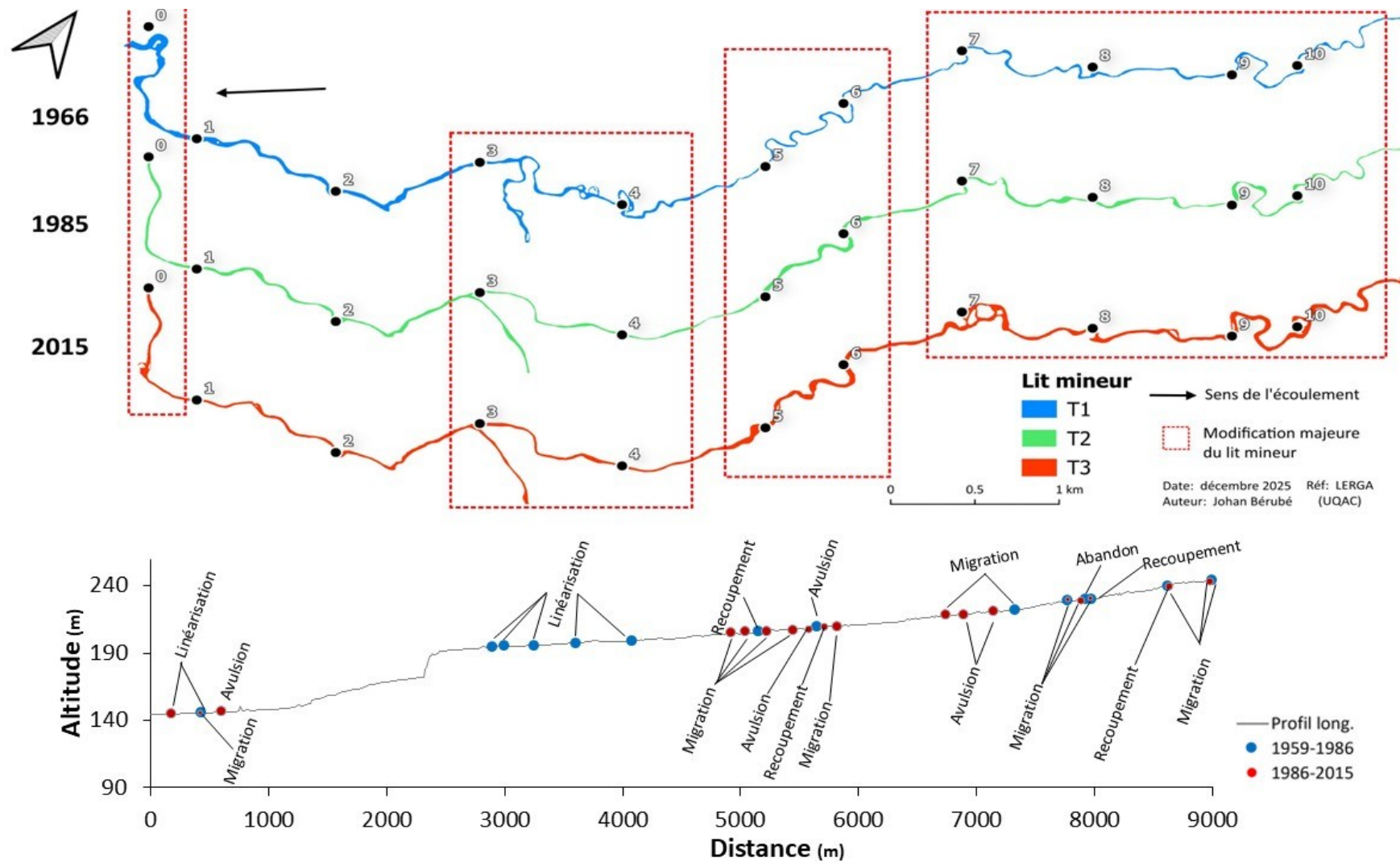


Figure 20. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière des Plante.

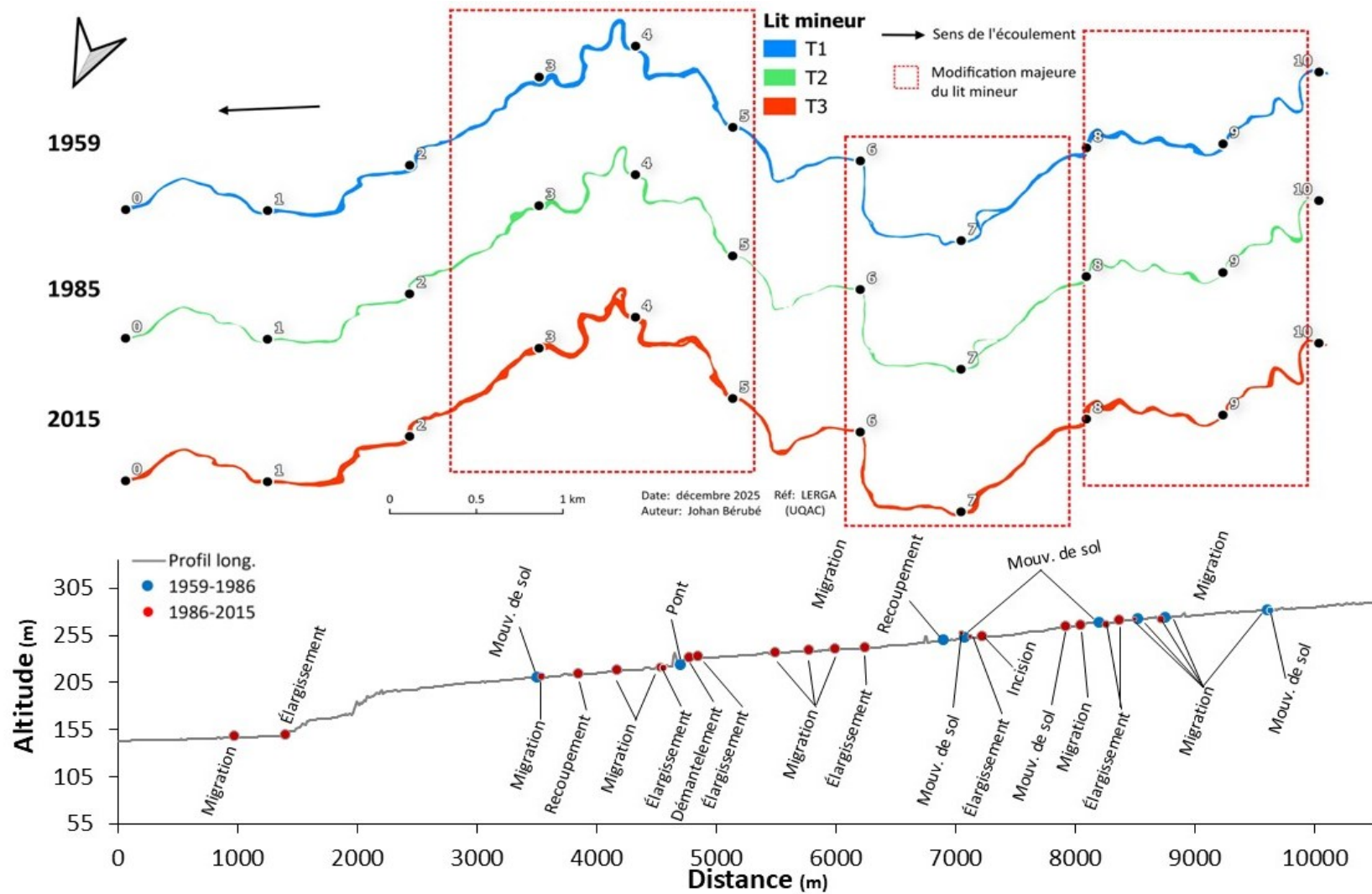


Figure 21. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière des Fermes.

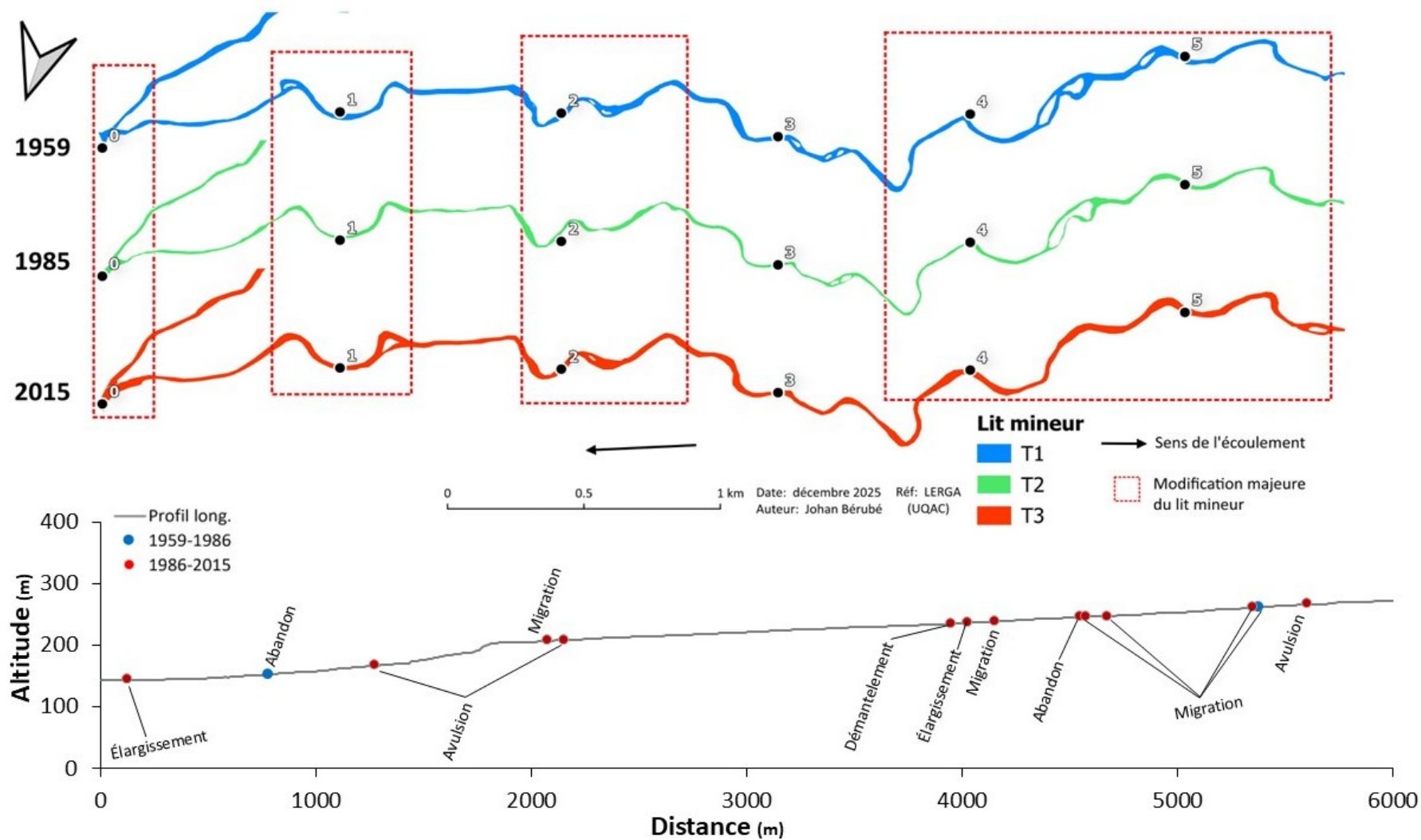


Figure 22. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Nadeau.

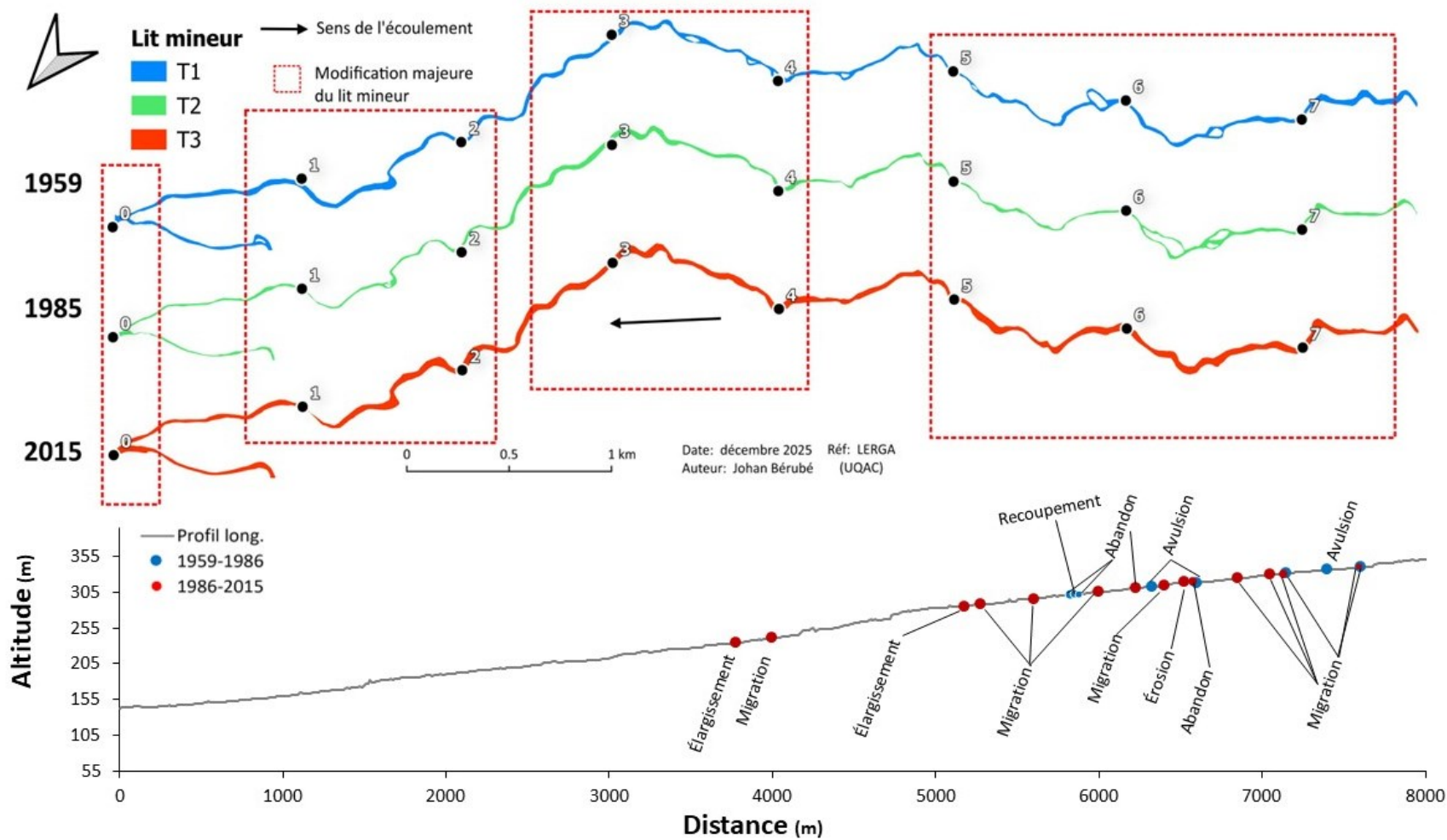


Figure 23. Évolution du lit mineur entre 1959 et 2015 (haut) et recensement des processus HGM observés dans le temps tout au long du profil longitudinal (bas) sur la rivière Lessard

abrupt au niveau de segments dynamiques, ou bien aux endroits où il y a eu des perturbations liées à des travaux ainsi qu'à leurs réajustements morphologiques subséquents. Les processus HGM à l'amont des bassins versants sont principalement observés dans les segments encaissés et sinueux.

La période de 1959-1986 se caractérise par la réalisation d'une grande quantité de travaux d'aménagement dans le lit mineur (linéarisation, construction de pont et autres infrastructures), une diminution de la sinuosité et de la largeur liée à ces travaux, des variations élevées dans les valeurs de largeur du lit mineur et de taux d'érosion liée aux processus HGM ainsi que par l'observation de processus de réajustement concentrés à l'aval de segments ayant subi des travaux (figure 16 à figure 23, annexe 1). La période 1986-2015 est caractérisée par une largeur du lit mineur plutôt stable, des variations de largeur et d'érosion locales liées aux réajustements à la suite de travaux, la diminution de la sinuosité et de la largeur du lit, par l'érosion de grandes superficies locales (annexe 1) à l'amont de certains tributaires en lien avec des processus de recouplement et d'abandon de méandres.

b. Bilan sédimentaire

Les études antérieures ont fourni une mine de connaissances, dont certaines sont encore pertinentes et applicables au contexte HGM actuel de la rivière Chaudière. La comparaison des levés entre ceux de 1963 (MRN) et de 1993 réalisée par TecSult (1994) montre une tendance de bilan sédimentaire généralement à l'équilibre dans le tronçon Sartigan-Scott. L'auteur mentionne la présence de zones d'accumulation dans le lit mineur du tronçon Beauceville-Scott avec d'importantes formes d'accumulation concentrées entre Vallée-Jonction et Saint-Joseph. Néanmoins, aucune mention d'aggradation ou d'augmentation de l'altitude du lit n'a été rapportée. Le rapport de TecSult (1994) justifie cette accumulation par l'apport élevé de sédiments par les tributaires et par les faibles pentes observées qui ne permettent pas la mise en transport des sédiments une fois déposés au niveau des bancs de confluent. D'ailleurs, la comparaison des données de 2001 par le CEHQ et les levés réalisés par l'équipe de Brian Morse (Université Laval) à l'hiver 2020 illustrent une tendance similaire au niveau de la stabilité du lit (figure 24).

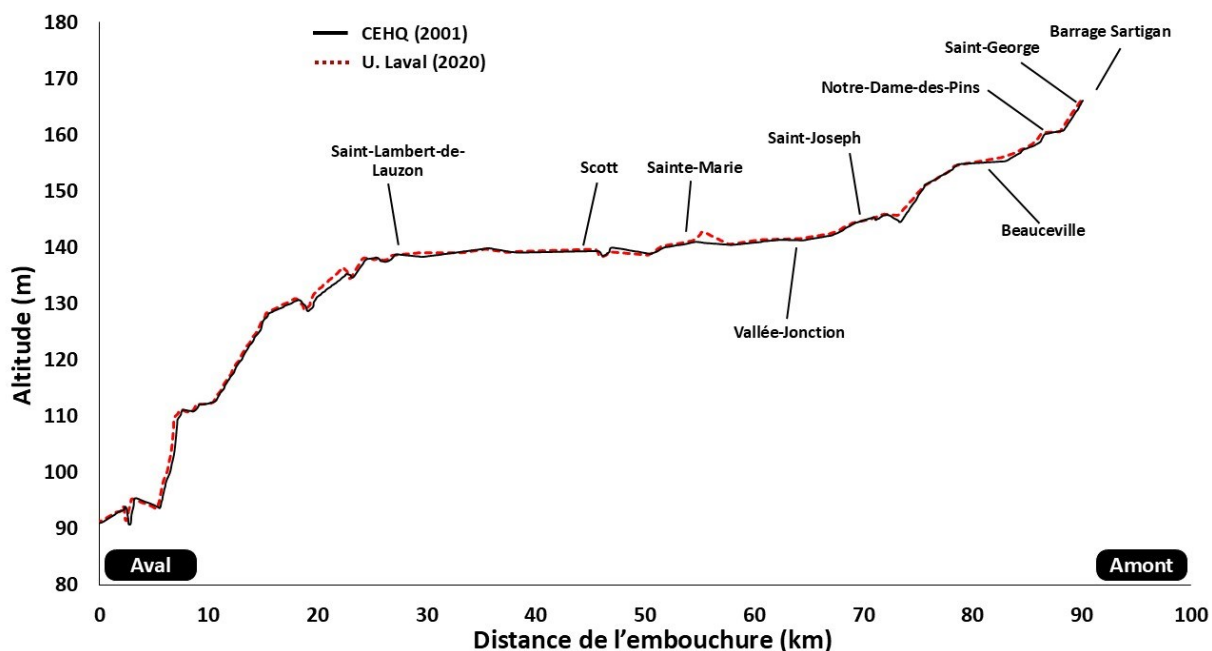


Figure 24. Comparaison des levés topographiques de 2005 (CEHQ) et de 2020 (Brian Morse) distribués le long du profil longitudinal.

Les levés réalisés à l'automne 2024 ont permis de réaliser une comparaison à plus fine résolution spatiale par le biais de 105 profils transversaux (annexe 2). Au total, 53 profils transversaux sont considérés stables (51%), 34 sont en état d'érosion (32%) et 18 sont en état d'accumulation (17%). Quatre profils ont été retirés de la comparaison pour des raisons de qualité de données. Les résultats entre les levés de 2001 (CEHQ) et 2024 illustrent une grande variabilité des processus HGM (érosion, accumulation) et des différences altimétriques du lit mineur dans le tronçon Sartigan-Scott (annexe 3). La figure 25 montre la distribution longitudinale des résultats entre ces deux levés et certaines tendances. Les processus d'érosion sont généralement observés dans le secteur amont et aval, soit en amont de Beauceville (figure 26 et figure 27, annexes 2 et 3) et en aval de Sainte-Marie (figure 29 et figure 30). Le segment de Saint-Joseph s'avère le seul où les valeurs moyennes de différences altimétriques indiquent des processus d'accumulation. Par contre, ces différences d'altitude varient grandement dans l'espace (annexe 3, figure 28).

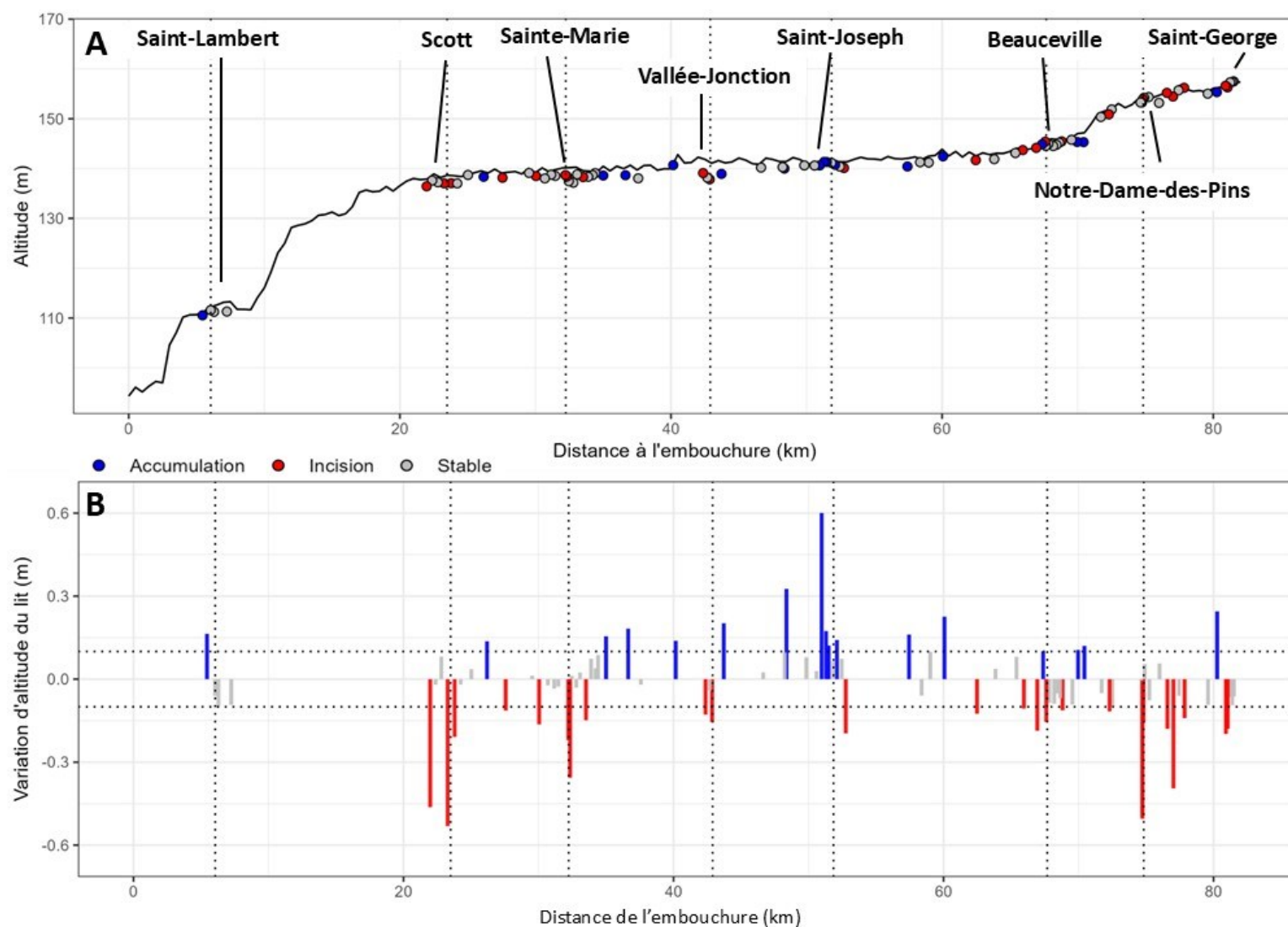


Figure 25. Évolution du lit mineur et des processus observés entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) présentée le long du profil longitudinal (A) ainsi qu'en fonction des variations d'altitudes moyennes (B). Les valeurs en rouge représentent les valeurs négatives (érosion), en bleu les valeurs positives (accumulation) et en gris les valeurs à l'intérieur de la marge d'erreur (état stable du lit mineur).

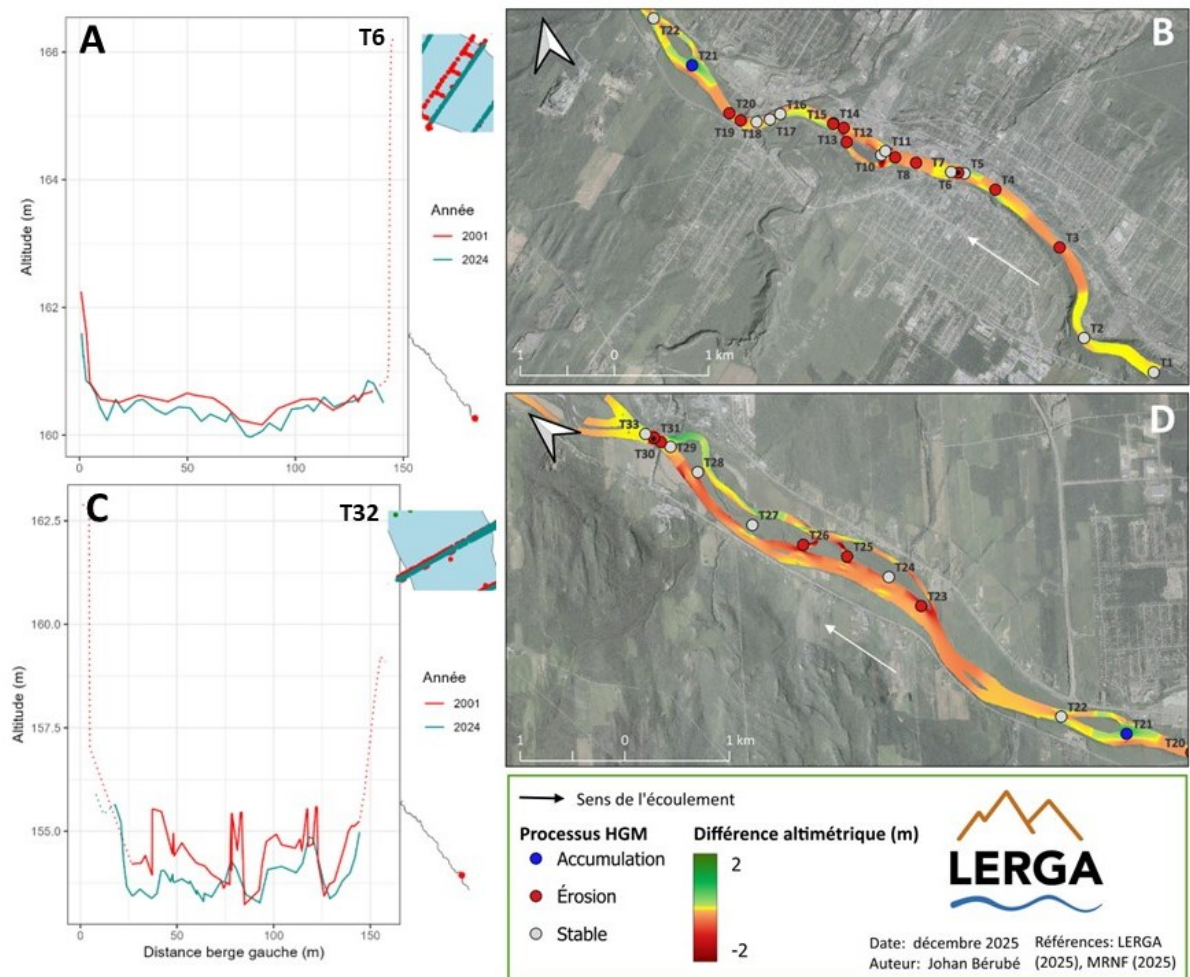


Figure 26. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments de Saint-Georges (A-B) et Notre-Dame-des-Pins (C-D).

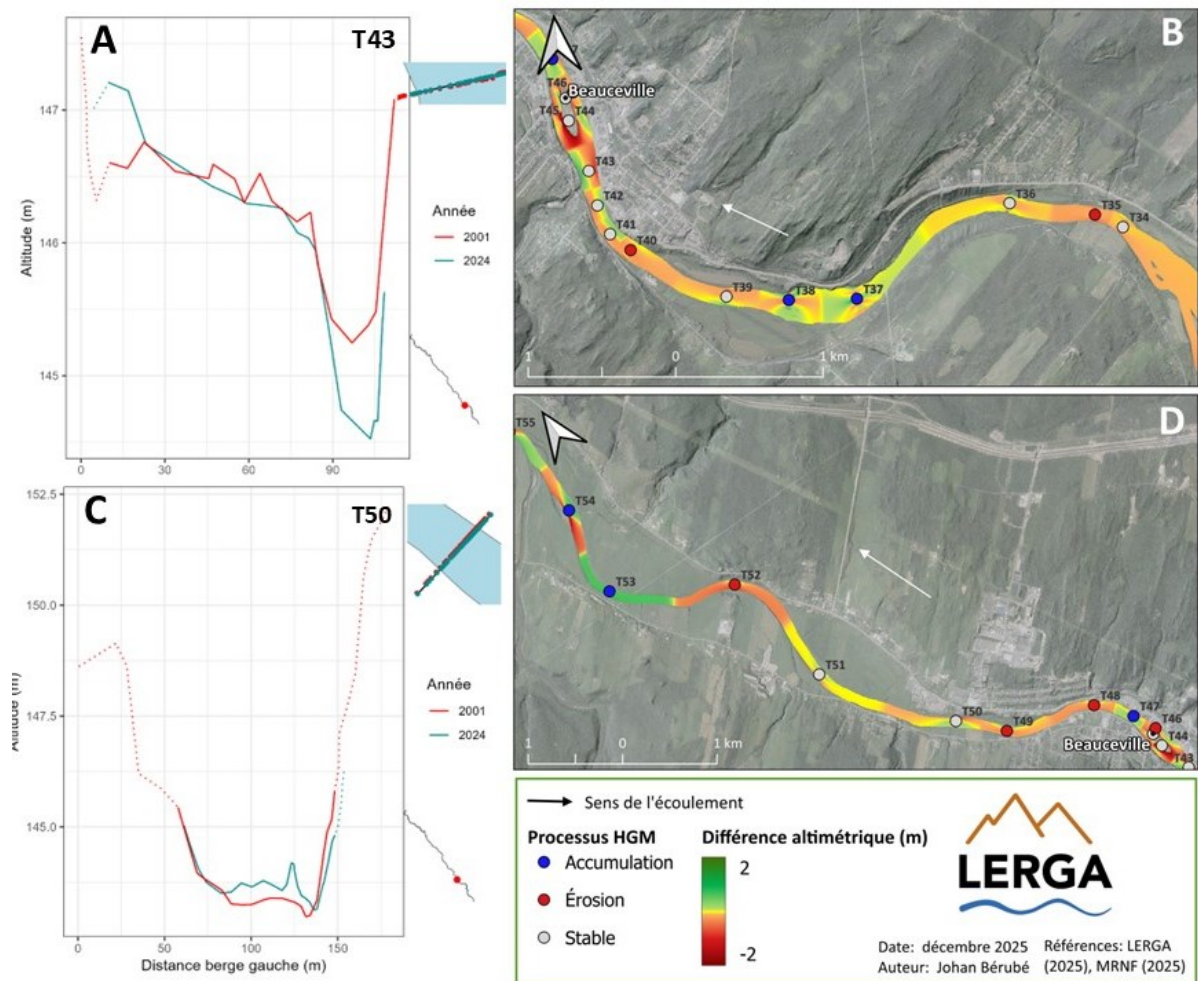


Figure 27. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments amont (A-B) et aval (C-D) de Beauceville.

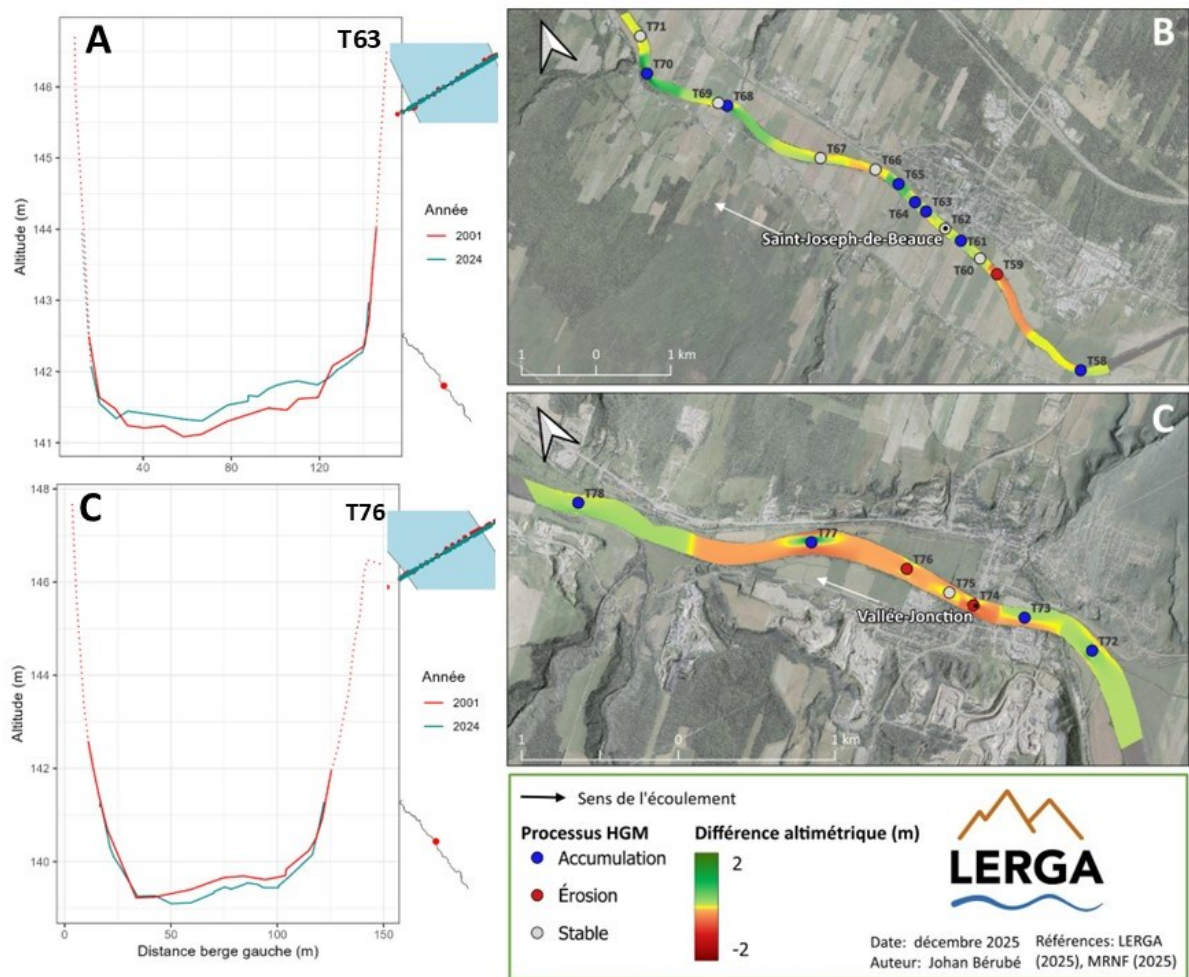


Figure 28. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments de Saint-Joseph (A-B) et Vallée-Jonction (C-D).

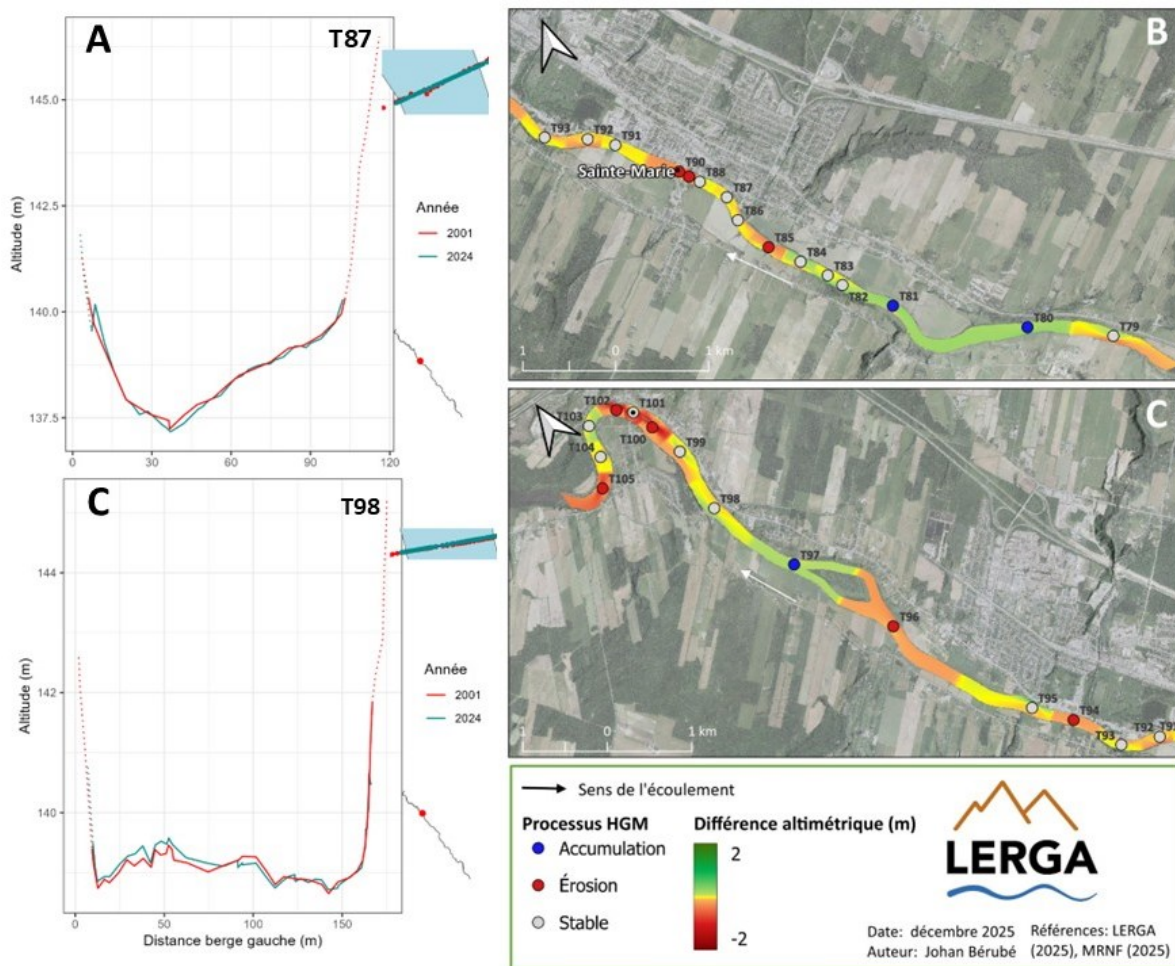


Figure 29. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans les segments de Sainte-Marie (A-B) et Scott (C-D).

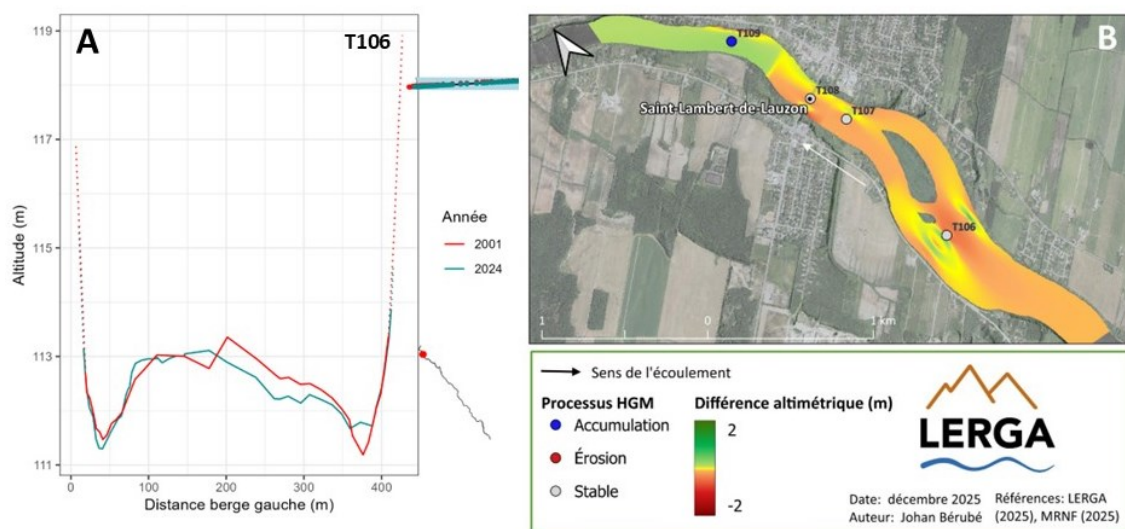


Figure 30. Évolution du lit mineur entre 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans le segment de Saint-Lambert (A-B).

c. Indice de connectivité

L'indice de connectivité (IC) représente la connexion hydrosédimentaire potentielle entre les pentes d'un bassin versant et d'une ou des cibles qui varie en fonction de la résistance à la mise en transport des sédiments, appelée l'impédance. Dans le cadre de cette étude, les cours d'eau permanents du bassin versant de la Chaudière ont été ciblés afin d'évaluer la connexion des tributaires principaux et de leur aire de drainage avec le chenal principal. Cela a permis d'identifier et de localiser les zones de sources potentielles de sédiments. La figure 31 montre les résultats de calcul d'IC obtenu sur l'ensemble du bassin versant de la rivière Chaudière et un exemple de l'effet de l'utilisation du sol et des travaux sylvicoles sur l'IC dans un secteur agricole de Saint-Odilon (figure 31c). La distribution spatiale de l'IC à l'échelle du bassin versant révèle une connectivité élevée en bordure du chenal principal ainsi qu'au niveau des tributaires permanents. Les valeurs élevées à proximité de la rivière Chaudière s'expliquent par la proximité avec la cible tandis que celles observées au niveau des tributaires sont associées à des valeurs faibles d'impédance et de pente. La faible impédance présente à la figure 31b illustre une faible résistance au ruissellement et au transfert de sédiments au niveau des terres agricoles localisées dans le nord-est de l'encadré. Cela se traduit par un IC modéré dans un milieu à faible pente et éloigné de la cible, et par des valeurs plus élevées dans les cours d'eau qui drainent ces terres (figure 31c).

La variation spatiale de ces variables d'impédance et de pente explique les différences de l'IC observées à petite échelle et, par conséquent, du degré de connectivité de l'aire du territoire avec son réseau de drainage. Les figures 31 à 34 illustrent cette variation au niveau des sous-bassins versants et des principaux tributaires possédant un banc de confluent. De manière générale, l'indice présente des valeurs élevées de connectivité dans les sous-bassins à forte pente, grandement anthropisés par les activités agricoles ainsi qu'avec beaucoup de cours d'eau permanents. Parmi ces sous-bassins-versants, les rivières Pozer, Famine, Gilbert, des Plante, Bras-Saint-Victor, des Fermes, Nadeau s'avèrent grandement connectées avec la rivière Chaudière.

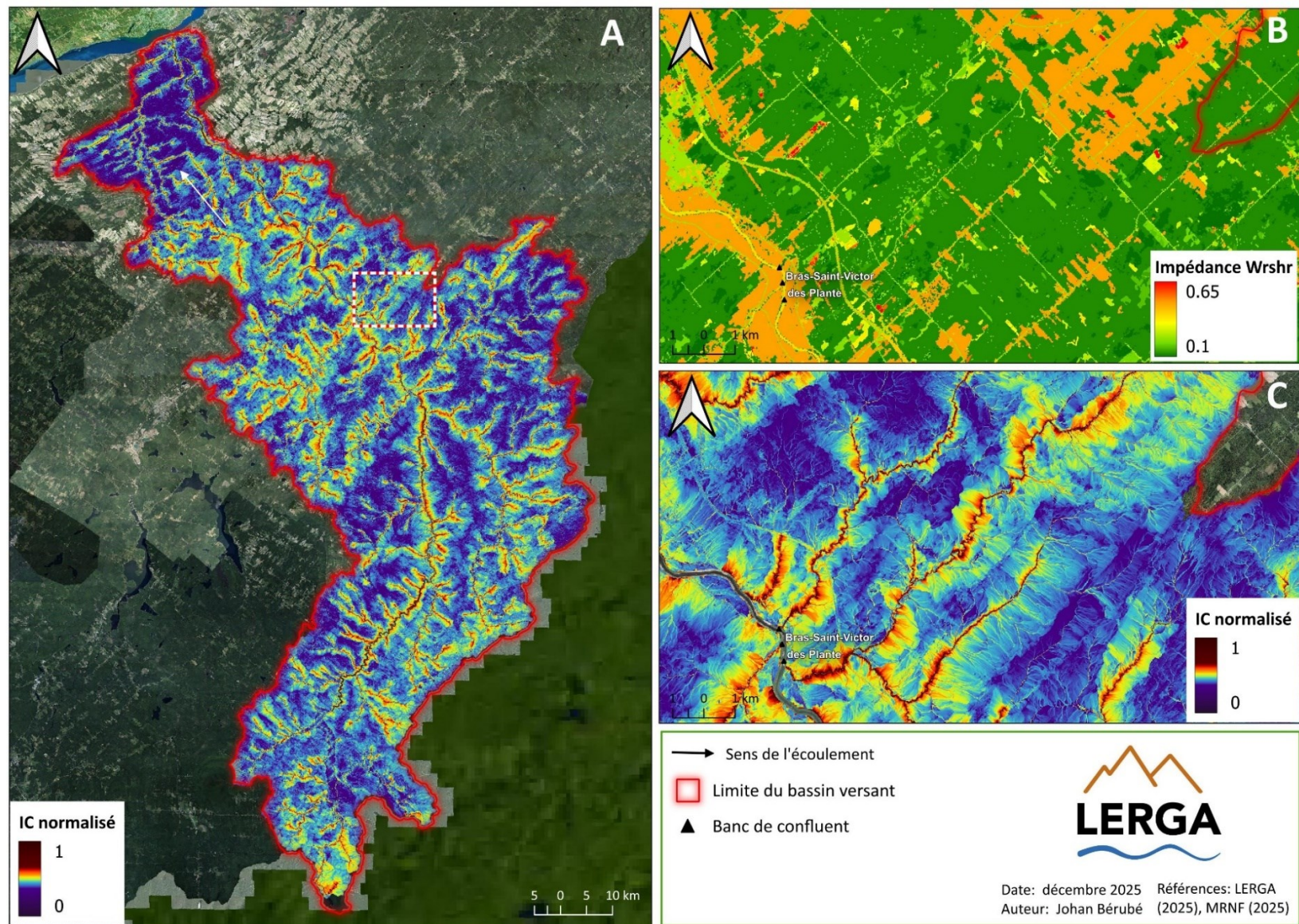


Figure 31. Résultats de l'indice de connectivité adapté pour le bassin versant de la Chaudière (A), exemple d'impédance (B) et son effet sur l'IC (C).

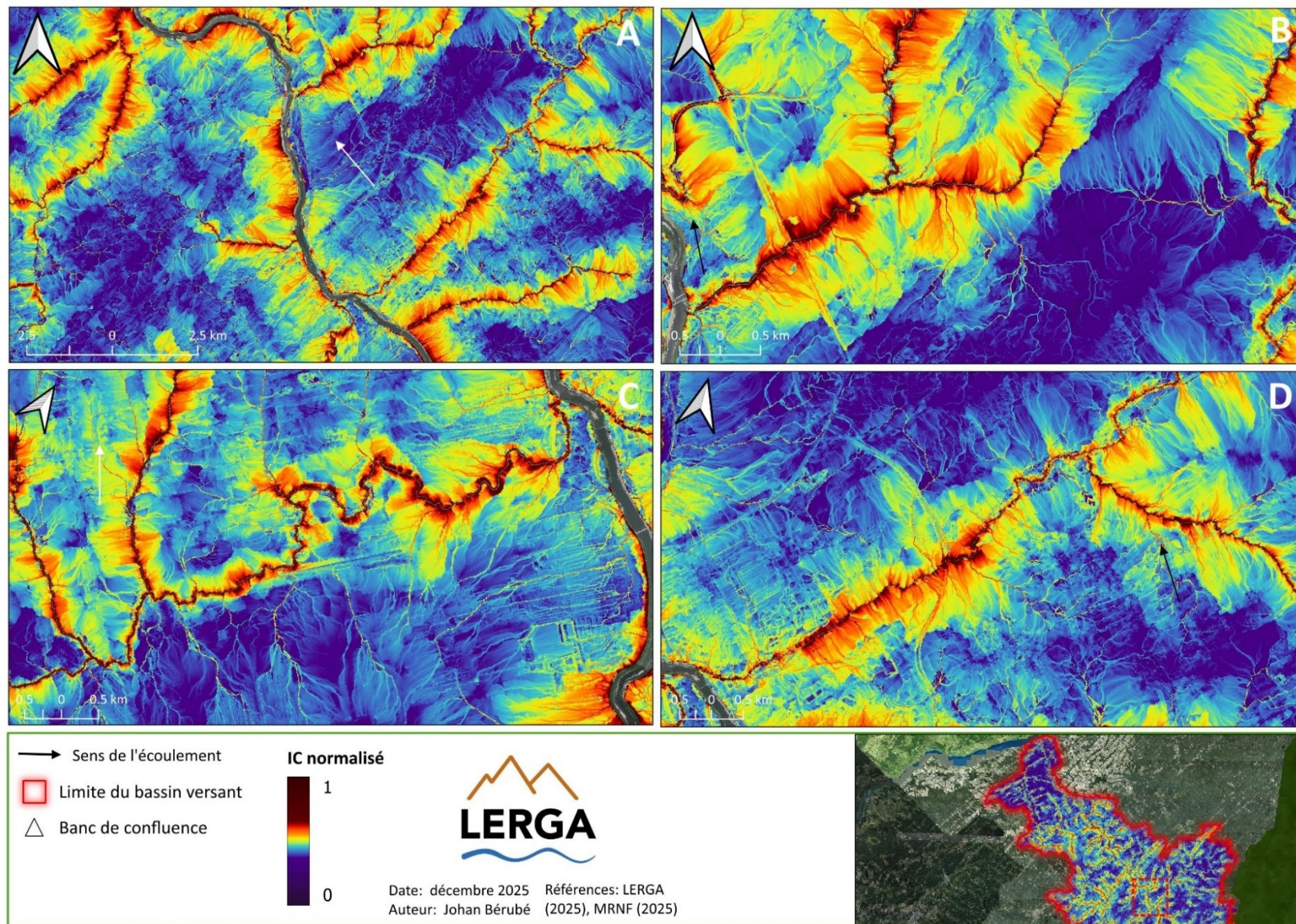


Figure 32. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Saint-Georges - Notre-Dame-des-Pins (A), des rivières Gilbert (B), Pozer (C) et Famine (D).

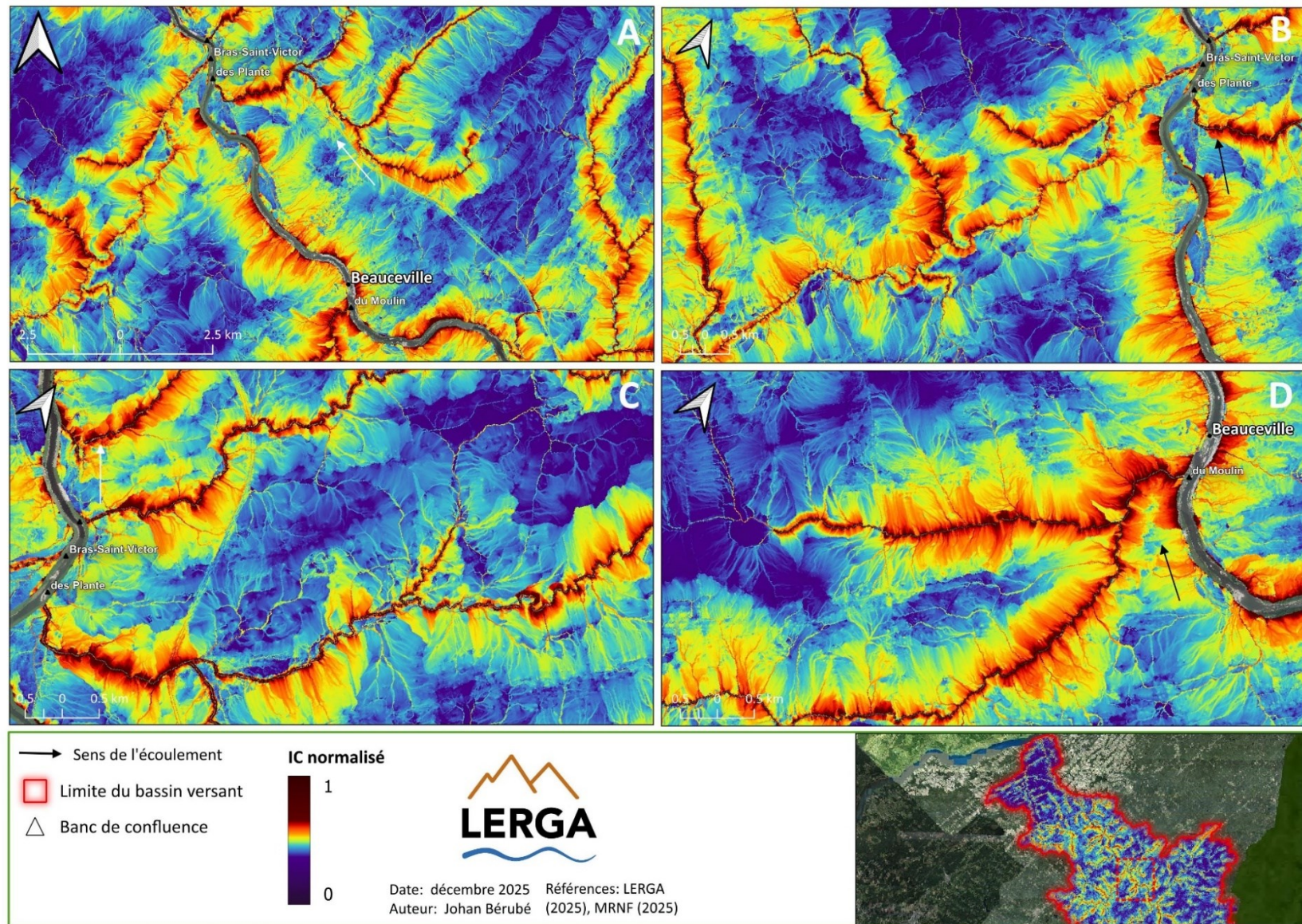


Figure 33. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Beauceville (A), des rivières Bras-Saint-Victor (B), des Plante (C) et du Moulin (D).

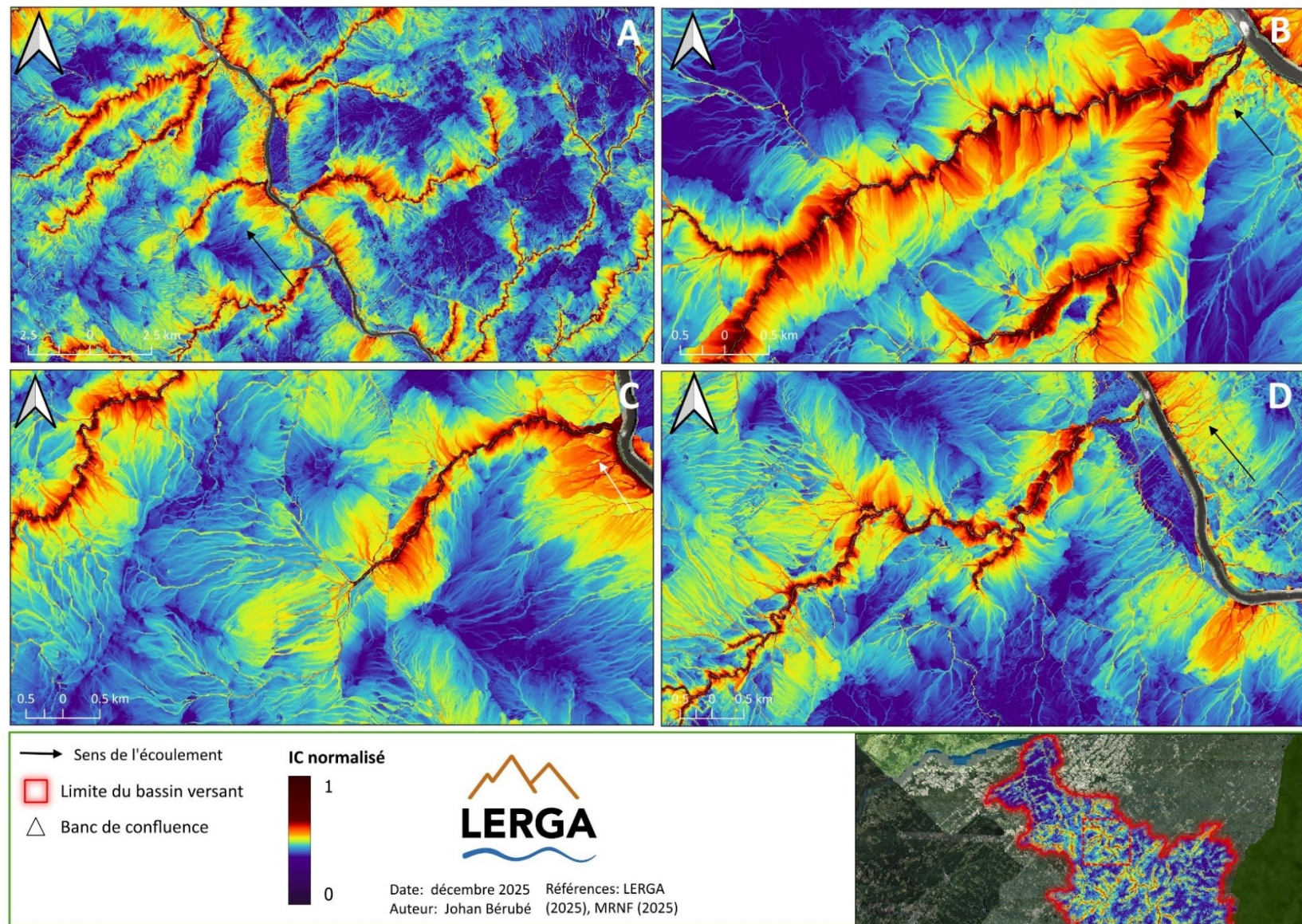


Figure 34. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Saint-Joseph - Vallée-Jonction (A), des rivières Nadeau-Lessard (B), Cliche (C) et des Fermes (D).

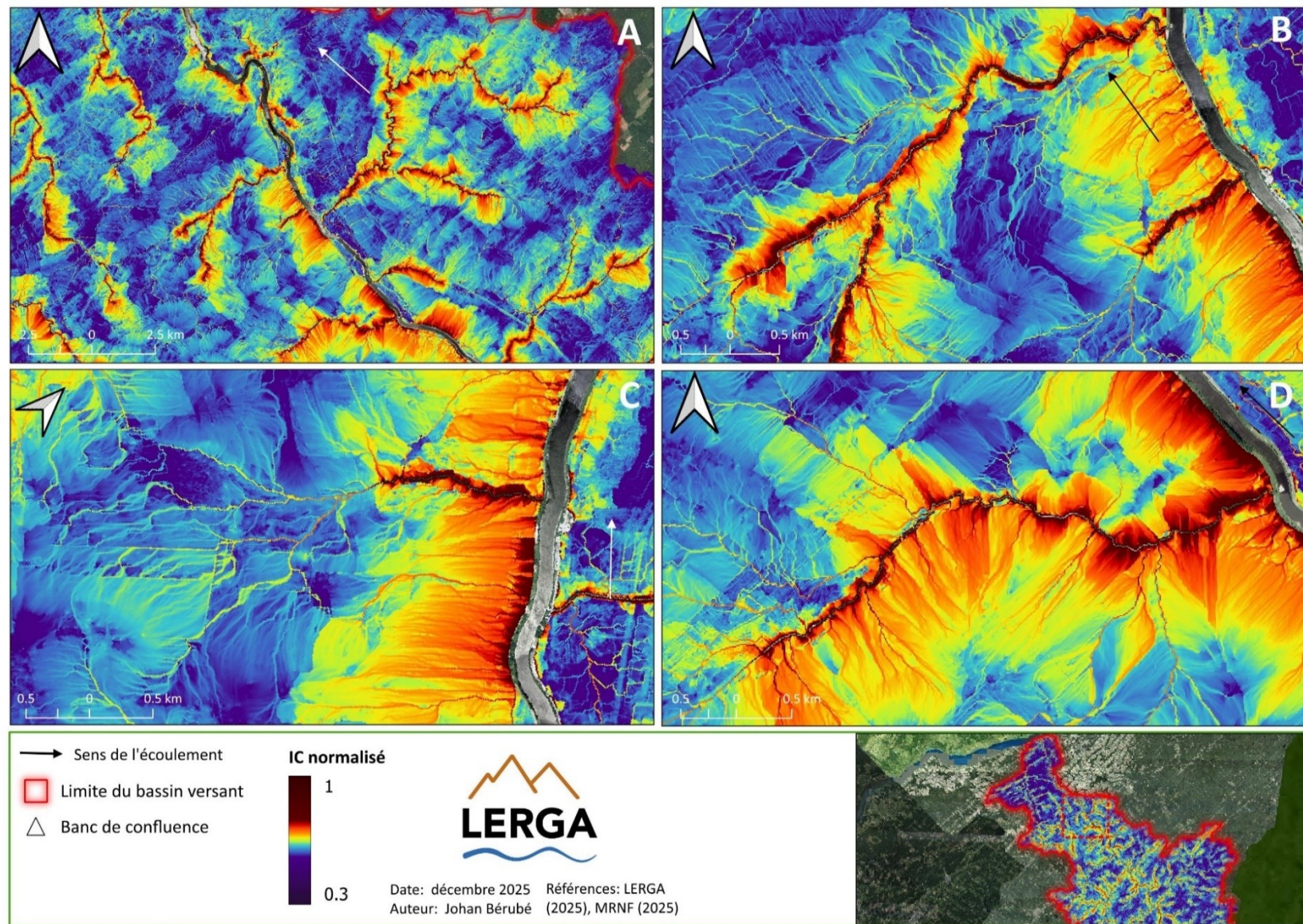


Figure 35. Indice de connectivité adapté (W_{RSHR}) dans le tronçon Sainte-Marie - Scott (A), des rivières Vallée (B), Saint-Elzéar (C) et Savoie (D)

d. Analyses morphométriques et dynamique hydrosédimentaire des bancs de confluent

La présence de bancs de confluent dans le segment Sartigan-Scott a été constatée lors de plusieurs visites sur le terrain. Leur influence sur la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Chaudière est incontestable. Les variations morphométriques et l'évolution de ces formes d'accumulation n'ont toutefois jamais été analysées, même si le rapport de Tecsalt (1994) fait souvent mention de leur présence. Le tableau 2 compare la longueur et la largeur mesurée de certains de ces bancs entre 1993 et 2024. Les mesures des bancs ont été réalisées lors d'une campagne de terrain en 1993 (Tecsult, 1994) tandis que celles en 2024 proviennent d'interprétation à bas débits d'images satellites. Aucune tendance générale en ce qui concerne les changements majeurs de dimension des bancs de confluent n'a été observée en 31 ans. La longueur des bancs des rivières des Plante, des Fermes et Vallée ont vu une augmentation respective de 25m (11%), 68m (28%) et 33m (34%). Par contre, la largeur des bancs des rivières des Plante et des Fermes a réduit en largeur de 34m (33%) et 26m (22%). Ce changement de forme suggère un remaniement des sédiments par la rivière Chaudière en allongeant la taille du banc vers l'aval par la mise en transport de sédiments accumulés, sans nécessairement affecter la superficie des bancs. Il est important de noter que la variation dans les mesures de dimensions doit considérer le niveau d'eau lors duquel les mesures ont été prises. L'absence de données sur les valeurs de débits lors des mesures de Tecsalt (1994) en 1993 ne permet pas d'assurer la précision quant aux variations de la dimension de ces bancs entre ces deux périodes.

Tableau 2. Comparaison des paramètres morphométriques entre 1993 (Tecsult, 1994) et 2024 (adapté de Tecsalt, 1994).

	Paramètre morphométrique	Tecsult (1994)		Cette étude	
		Longueur (m)	Largeur (m)	Longueur (m)	Largeur (m)
Tributaire	Des Plante	235	104	260	70
	Des Fermes	240	116	308	90
	Qiche	145	68	142	61
	Savoie	94	61	117	64
	Vallée	98	55	131	63

L'évolution à court et moyen terme des superficies de ces bancs a été analysée sur une période d'environ 8 ans. La figure 36 illustre les variations de superficies mesurées entre 2016 et 2024 pour les bancs des rivières Savoie, Nadeau et des Fermes. La tendance à la réduction des superficies des bancs de confluent entrecoupée d'une augmentation entre 2020 et 2021 a été

observée durant cette période pour ces trois tributaires. Cette légère augmentation des superficies semble concorder avec la réduction des débits maximums et moyens observée entre 2020 et 2021 (figure 37).

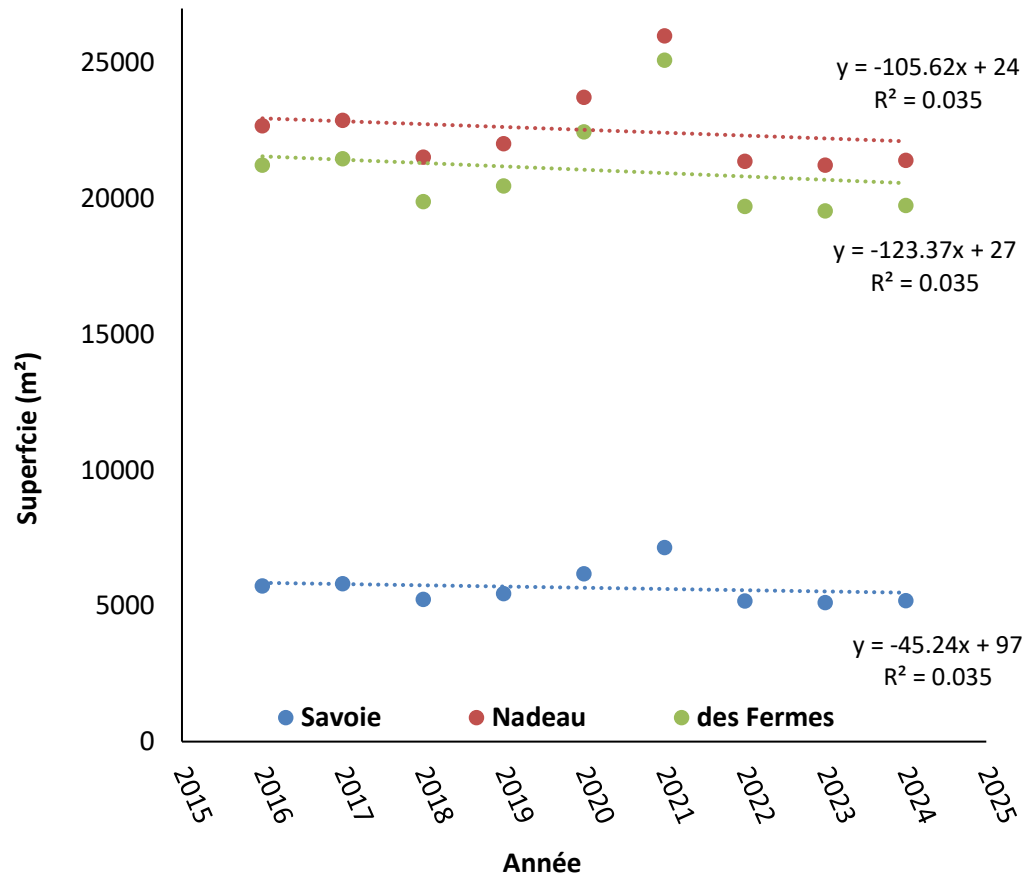


Figure 36. Évolution des superficies normalisées entre 2015 et 2025 pour les rivières Savoie, Nadeau et des Fermes.

L'évolution du volume de sédiments des bancs de confluent des rivières des Fermes, Nadeau et Cliche a été analysée à court terme sur une période de deux ans (figure 38). Le tableau 3 présente les statistiques descriptives provenant de l'analyse des matrices de différence d'élévation entre les années 2024 et 2025 pour les bancs de confluent des rivières des Fermes, Nadeau et Cliche. Les valeurs négatives représentent une réduction de l'altitude (érosion) dans la distribution des pixels entre 2024 et 2025 tandis que les valeurs positives représentent une croissance (accumulation). La somme des différences correspond aux différences calculées en additionnant les valeurs de chaque pixel de 1 m². Elle indique ainsi le volume de sédiments érodés lorsque négative ou accumulée lorsque positive.

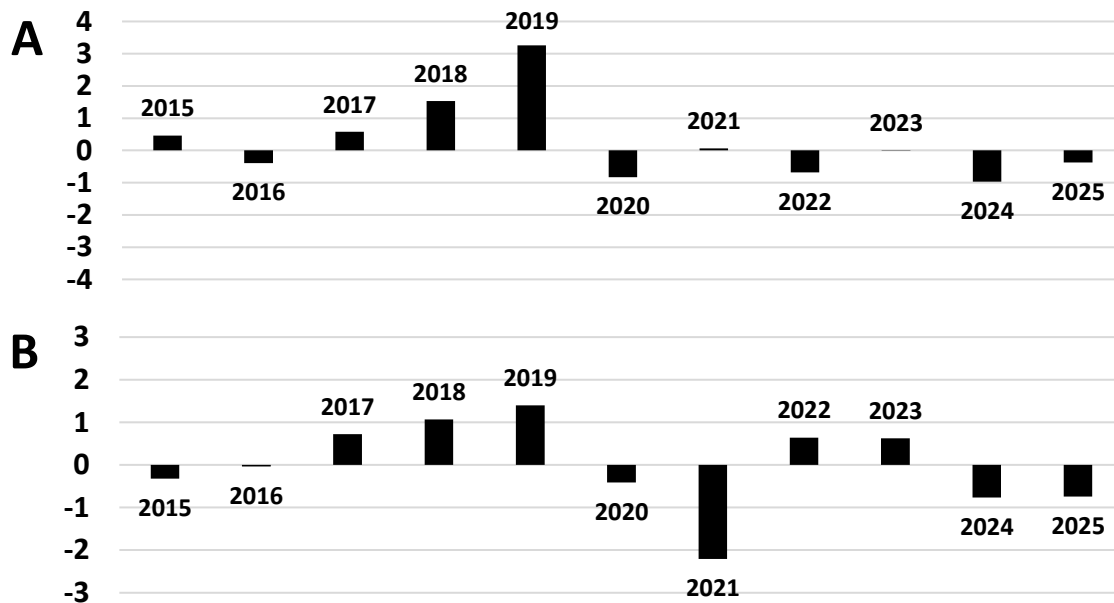


Figure 37. Variation à court et moyen terme de 2015 à 2025 des débits standardisés maximums annuels (A) et moyens (B) de la rivière Chaudière (station de Saint-Lambert – 023402).

Les variations spatiales dans la différence de volume entre 2024 et 2025 ne permettent pas d'établir de tendances claires pour ces trois tributaires. Le banc de confluent de la rivière des Fermes (figure 38a) est en état d'accumulation avec une somme des différences positive de 3596 m³. Le remaniement de cette forme par la rivière Chaudière semble également expliquer les processus d'accumulation concentrés dans la partie aval du confluent, avec de grandes variations spatiales qui entraînent des valeurs d'écart-type (0.14m) légèrement plus élevées que la moyenne (0.13m). La distribution spatiale des différences d'élévation des rivières Nadeau et Cliche révèle un état d'accumulation très léger en raison de la grande variation entre les processus d'érosion et d'accumulation (figure 38b et figure 38c). Cet état se reflète par des différences de volumes légèrement positifs (451 m³ et 644 m³), des écarts-types plus élevés que la moyenne et de grands écarts observés (tableau 3). L'évolution à court terme de ces bancs de confluent peut s'expliquer par des débits moyens et maximum plus faibles de la rivière Chaudière pour les années 2024-2025 (figure 37). Cela a probablement limité le remaniement et la mise en transport des sédiments par la rivière Chaudière tandis que les tributaires, avec de fortes pentes, continuent d'acheminer des sédiments. De plus, les conditions hydrologiques entre les deux levés topographiques illustrent une séquence de crues printanières et estivales suivie d'une longue période d'étiage (figure 39). Cela peut suggérer la réactivation des sources de sédiments au niveau des tributaires, sans nécessairement donner lieu à un remaniement majeur au niveau du chenal principal.

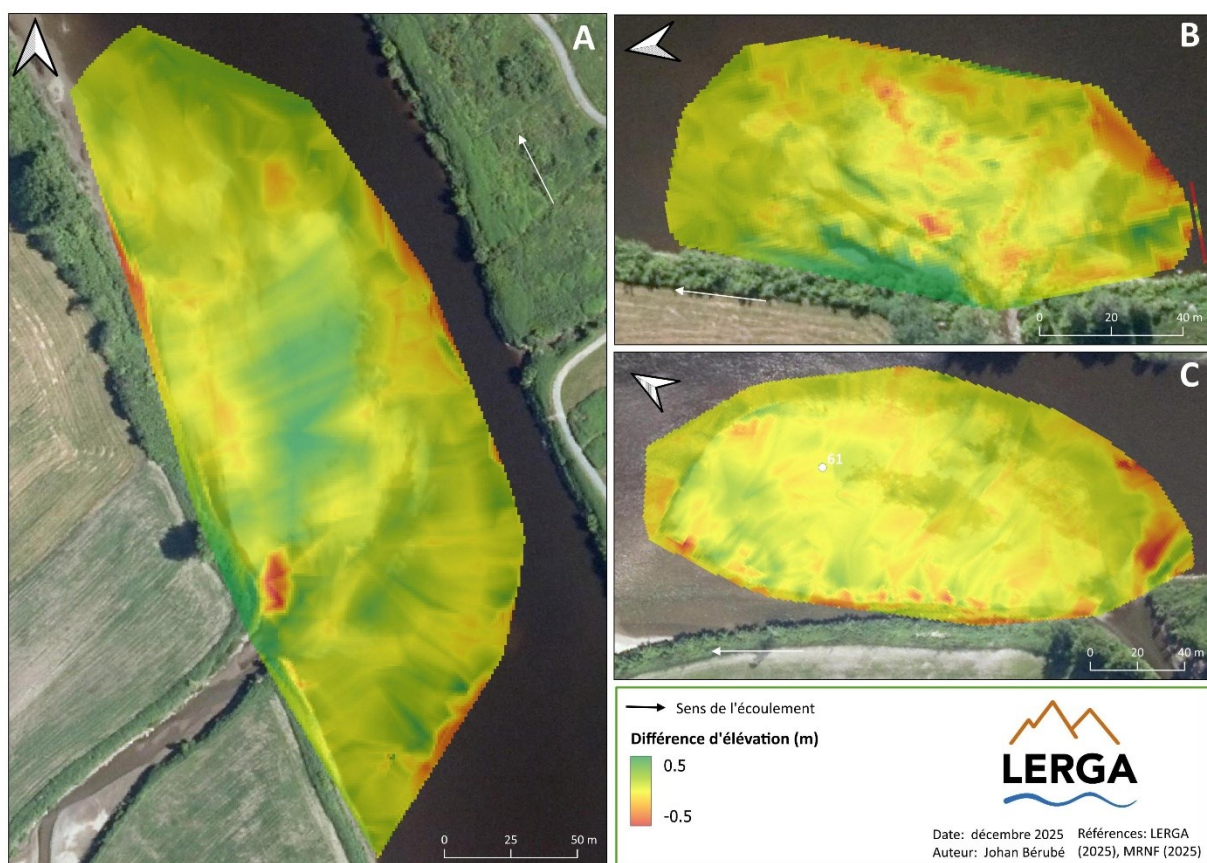


Figure 38. Variations des volumes de sédiments au niveau des bancs de confluent des rivières des Fermes (A), Nadeau (B) et Cliche (C) entre 2024 et 2025.

Tableau 3. Statistiques descriptives de l'analyse des matrices de différence d'élévation des trois bancs de confluent analysés entre 2024 et 2025.

Tributaire (banc de confluence)	Min (m)	Max (m)	Écart (m)	Somme des différences (m³)	Moyenne (m)	Écart- type (m)
Rivière des Fermes	-0.57	0.67	1.24	3595.5	0.13	0.14
Rivière Nadeau	-0.6	0.78	1.38	451.2	0.02	0.09
Rivière Cliche	-0.77	0.96	1.73	644.4	0.08	0.17

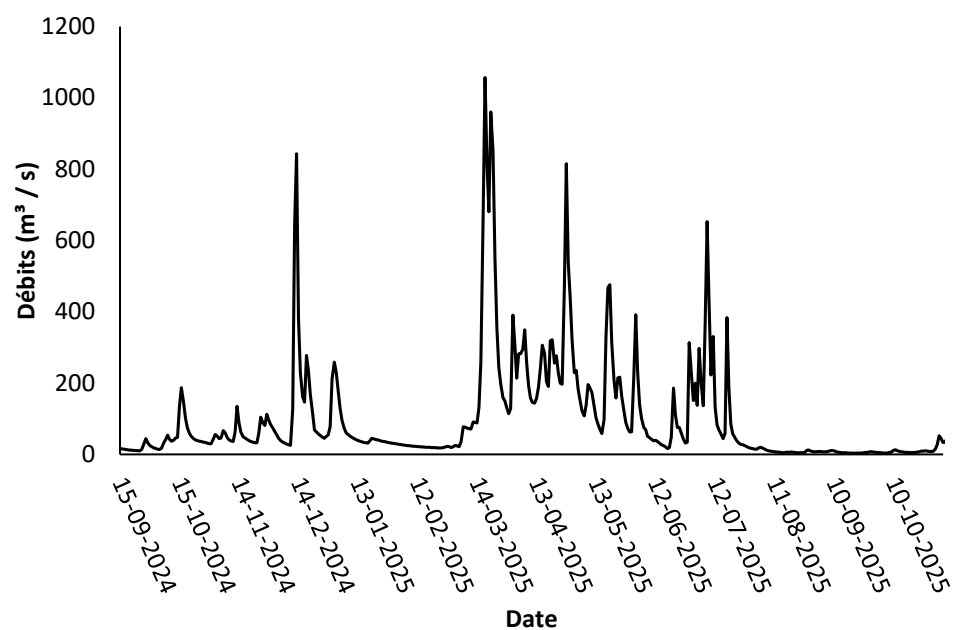


Figure 39. Variation à court terme des débits journaliers de la station de Saint-Lambert (23402) entre les levés topographiques des bancs de confluent de 2024 (17 septembre 2024) et 2025 (14 octobre 2025).

RÉSUMÉ DES RÉSULTATS

ANALYSE	THÈME	PÉRIODE	RÉSULTATS	INTERPRÉTATION ET IMPLCIATION
TRAJECTOIRE HGM	Rivière Chaudière - tronçon Sartigan–Sainte-Marie	1935–2015	Lit mineur plutôt stable; changements marqués dans les segments Saint-Georges (1935–1979) et Notre-Dame-des-Pins (1935–2015)	Stabilité globale; segments divagants et secteurs aménagés montrent des réajustements locaux
	8 tributaires - Pozer, Famine, Gilbert, du Moulin, des Plante, des Fermes, Nadeau, Lessard	1959–2015	175 processus/perturbations recensés; 21 perturbations anthropiques (12%); 16 en 1959–1986 et 5 en 1986–2015	Période 1959–1986 marquée par de nombreux d'aménagements (linéarisation/dragage), suivis de réajustements plus visibles après 1986
BILAN SÉDIMENTAIRE	Profils transversaux du lit mineur Chaudière	2001 - 2024	53 profils stables (51%), 34 en érosion (32%), 18 en accumulation (17%)	Équilibre global avec forte variabilité spatiale; érosion surtout amont/aval; accumulation moyenne à Saint-Joseph
	Segments tronçon Sartigan–Sainte-Marie - 2001–2024		Érosion dans les segments de Saint-Georges–Beauceville et Sainte-Marie–Scott; accumulation observée à Saint-Joseph	Barrage Sartigan (entrave à sédiments), des pentes fortes et dynamiques glacielles (ondes de débâcle) affectent les processus HGM
INDICE DE CONNECTIVITÉ	IC adapté au contexte agroforestier (W_{RSHR})	2022	IC élevé le long du chenal principal et dans tributaires à fortes pentes/anthropisation (agriculture/foresterie)	Localisation des sources potentielles et vecteurs de transfert; ne suffis pas seul à expliquer la dynamique hydrosédimentaire observée des tributaires
PARAMÈTRES MORPHOMÉTRIQUES DES BANCs DE CONFLUENT	Comparaison dimensions	1993 - 2024	Augmentation longueur: des Plante +25 m (+11%), des Fermes +68 m (+28%), Vallée +33 m (+34%); réduction largeur: Plante –34 m (–33%), Fermes –26 m (–22%)	Suggère remaniement/allongement vers l'aval sans changement dans la superficie à moyen terme
	Superficies normalisées	2016-2025	Tendance à la réduction des superficies, avec hausse temporaire entre 2020–2021; concorde avec réduction débits max/moy	Variabilité à court/moyen terme; influence du régime hydrologique sur l'exposition des bancs
	Bilan volumétrique	2024-2025	Accumulation : Fermes +3596 m ³ ; Nadeau +451 m ³ ; Cliche +644 m ³	Variations spatiales à court terme; débits 2024–2025 plus faibles limite le remaniement par la Chaudière pendant que les tributaires alimentent en sédiments

V DISCUSSION

La dynamique hydrosédimentaire s'avère une composante clé dans la l'évolution et les changements observés dans la rivière Chaudière. Les connaissances issues des études passées ainsi que les résultats de cette étude ont permis d'évaluer les changements HGM du lit mineur, des bancs de confluent et les variations dans plusieurs composantes de la dynamique hydrosédimentaire à différentes échelles spatiales et temporelles.

a. Dynamique hydrosédimentaire de la rivière Chaudière

Certaines pratiques observées sur le territoire depuis les années 1950 ont été identifiées comme des facteurs influençant la rapidité de la réponse hydrologique des tributaires (Triquet, 1965, Tecsalt, 1994; Cobaric, 2014). Cela a également eu un impact sur la dynamique et la connectivité hydrosédimentaire avec la rivière Chaudière par l'augmentation des débits liquides et solides à l'intérieur du réseau de drainage. Parmi ces pratiques, on dénote : (i) les activités d'exploitation de drave et d'extraction de sédiments dans le lit mineur et la plaine alluviale (Tecsult, 1994, COBARIC, 2014; Biron *et al.*, 2020, COBARIC, 2022); (ii) l'aménagement des cours d'eau agricoles (nettoyage, excavation, dragage et linéarisation) dans plusieurs des sous-bassins versants (p. ex. Bras Saint-Victor, Calway, des Plante, Chassé, Linière et Pozer) entre 1964 et 1973; (iii) les coupes à blanc dans les sous-bassins versants de la Haute-Chaudière et de la rivière Linière, le développement du réseau routier et de drainage en milieu forestier lié à cette industrie; (iv) l'expansion des zones urbaines; (iv) et le développement du réseau routier sur plus de 2916 km linéaires entre 1950 et 1993 (Tecsult, 1994). Ces pratiques ont mené à des changements indirects (p.ex. changements dans l'utilisation du sol et la connectivité hydrosédimentaire) par la modification dans la dynamique hydrosédimentaire, et des changements directs (p.ex. travaux de linéarisation, enrochements) par le biais de la modification des formes et processus HGM dans les cours d'eau du bassin versant.

Les changements indirects affectant la dynamique hydrosédimentaire ont été évalués par l'indice de connectivité hydrosédimentaire qui a été adapté au contexte agroforestier du bassin versant de la Chaudière. L'indice illustre de forts liens structurels de connectivité hydrosédimentaire potentielle dans la structure du réseau entre les sources de sédiments, les zones d'accumulation temporaires (lit, bancs d'accumulation ou de confluent) et leur cible (rivière Chaudière). Les valeurs élevées de connectivité sont majoritairement concentrées au niveau des tributaires de la

rivière Chaudière et s'expliquent en partie de l'effet combiné de l'activité forestière et agricole et de leur évolution dans le temps et l'espace. L'indice permet ainsi d'identifier des sources potentielles, leurs vecteurs de transport et d'évaluer leur contribution potentielle à la dynamique hydrosédimentaire. Cependant, il ne permet pas à lui seul d'expliquer la dynamique hydrosédimentaire à l'intérieur du bassin versant de la rivière Chaudière.

L'historique d'activités d'exploitation, la construction d'infrastructures et les travaux d'aménagement qui ont été réalisés entre Saint-Georges et Beauceville ainsi que les changements dans l'utilisation du sol en amont du bassin versant peuvent avoir eu deux types d'effet. L'impact peut être localisé et perceptible sur les berges (p.ex. expansion du centre-ville de Saint-Georges), le lit mineur et les paramètres HGM (p.ex. barrage Sartigan), ou il peut s'agir d'un impact indirect sur les formes et les processus HGM par l'entremise de la dynamique hydrosédimentaire (p.ex. exploitation forestière, expansion des zones urbaines et agricoles) et de réajustements subséquents.

Les modifications majeures observées dans le lit mineur en amont de Saint-Georges sont majoritairement associées aux travaux d'aménagement tandis que celles à l'aval ainsi qu'à Notre-Dame-des-Pins sont liées aux processus HGM spécifiques aux tronçons divagants. Les changements observés à l'aval de Saint-Georges suggèrent la présence de réajustements HGM face aux perturbations anthropiques, mais également celles liées aux dynamiques fluviales (crues) et glacielles (débâcles, embâcles). En effet, les changements du lit mineur typiquement liés au style fluvial sont généralement associés à des réajustements proportionnels à l'intensité des perturbations ainsi qu'au niveau d'anthropisation des berges à la suite de travaux d'aménagements (Brierley *et al.*, 2008). De plus, l'intensité de ces changements dans le tracé fluvial s'estompe dans ce même segment après 1979, malgré l'augmentation des débits et des conditions hydrologiques observés à partir de 1985 (figure 8; Biron *et al.*, 2020). Néanmoins, les changements du lit mineur observés entre 2001 et 2024 (figure 25 et figure 26) montrent les effets du réajustement toujours en cours dans les segments entre Saint-Georges et Notre-Dame-des-Pins. Ces résultats soutiennent également l'explication d'un réajustement HGM toujours actif.

L'évolution du lit mineur entre 2001 et 2024 indique un certain état d'équilibre hydrosédimentaire à court et moyen terme, avec des variations localisées (annexe 3). La connectivité hydrosédimentaire élevée et l'apport considérable de sédiments par les principaux tributaires expliquent l'état d'accumulation des segments localisés au droit des confluents avec

des bancs d'accumulation. Les tronçons amont (Saint-Georges-Beauceville) et aval (Sainte-Marie-Scott) sont en état d'érosion (figure 25) tandis que le segment à Saint-Joseph est en état d'accumulation (figure 25 et figure 29). Cette évolution peut s'expliquer partiellement par une légère augmentation des débits maximums annuels observée à partir de 1985 (Biron *et al.*, 2020), la tempête Irène survenue en 2011 et les fortes pentes présentes entre Saint-Georges et Beauceville. L'entrave au transfert de sédiments de l'amont par le barrage Sartigan peut également expliquer l'état d'érosion du segment entre celui-ci et les confluents des tributaires Pozer-Famine à l'aval. La récurrence élevée d'embâcles observée depuis 2013 (figure 9) pourrait également favoriser les processus d'érosion dans le tronçon Saint-Georges-Beauceville. La succession de formation d'embâcles et de débâcles est connue pour relâcher rapidement de grandes quantités d'eau et de glaces (Pelchat, 2021). Cette augmentation rapide et soudaine du débit favorise la capacité de l'écoulement et la mise en transport de sédiments au niveau du lit et des berges. Les segments en accumulation au niveau de Saint-Joseph s'expliquent par les grands apports de sédiments par plusieurs tributaires tels que les rivières des Plantes, Bras-Saint-Victor et des Fermes (Tecsult, 1994) couplés aux faibles pentes qui réduisent la capacité de transport de l'écoulement. De façon générale, nos observations concordent avec celles de Tecult (1994) entre 1963 et 1993. Cependant, le rapport de Tecult mentionne un état plutôt stable du tronçon Vallée-Jonction-Scott tandis que les observations entre 2001 et 2024 révèlent un état d'érosion, c'est-à-dire un abaissement du niveau du lit de la rivière (figures 28 et 29).

Enfin, l'état d'équilibre et de stabilité relative du lit mineur de la rivière Chaudière, observé à différentes échelles de temps, démontre sa résilience. Cela suggère que les processus HGM d'érosion et d'accumulation liés aux dynamiques fluviale (crues, inondations en eau libre ou par embâcles) et glacielle (débâcles, embâcles) permettent de maintenir cet état d'équilibre hydrosédimentaire.

b. Dynamique hydrosédimentaire des tributaires

Les tributaires de la rivière Chaudière présentent une forte dynamique hydrosédimentaire dont l'intensité varie dans le temps et l'espace. Plusieurs de ces tributaires sont connus pour contribuer grandement à l'apport en sédiments à la rivière Chaudière (rivières des Plante, Bras-Saint-Victor, des Fermes, Nadeau et Lessard) et ont subi plusieurs travaux afin de réduire ce transfert (Triquet, 1965; Tecult, 1994). Cela témoigne d'une forte connectivité hydrosédimentaire entre les tributaires et le chenal principal qui a été grandement favorisée par les modifications dans

l'utilisation du sol sur tout le territoire de la Beauce. Cette connectivité peut être observée par les valeurs élevées de l'IC à l'intérieur de plusieurs sous bassins versants (figures 31 à 34). Ces valeurs élevées s'expliquent principalement par l'utilisation du sol majoritairement agricole et des activités forestières qui favorisent le ruissellement ainsi qu'aux pentes élevées présentes sur le territoire.

La trajectoire analysée au niveau des huit tributaires étudiés montre de nombreuses modifications en lien avec des processus HGM naturels, des perturbations anthropiques et des réajustements. Les travaux d'aménagement de cours d'eau et les modifications de l'utilisation du sol réalisés avant 1980 sur les rivières des Plante, des Fermes et Nadeau-Lessard (Tecsult, 1994) ont contribué aux changements observés par la modification directe du lit mineur et par leur influence sur la dynamique hydrosédimentaire. D'ailleurs, les observations montrent une plus grande quantité de perturbations d'origine anthropiques survenue entre 1959 et 1986 (76%), comparativement à la période 1986-2015 (24%). Cet effet est perceptible dans l'évolution du tracé fluvial qui illustre davantage de modifications du lit mineur pour la période 1959-1986 (annexe 1, figure 16 à figure 23), soit dans la période dont la majorité de ses interventions ont eu lieu sur le territoire.

De plus, les rivières Pozer, Gilbert, des Plante, des Fermes ainsi que la portion amont de la rivière Nadeau sont celles dont le plus de processus et d'interventions ont été observés parmi les huit tributaires étudiés. La quantité d'observations de processus est plus élevée pour la période 1986-2015 (98 observations comparées à 77 observations pour la période 1959-1986). Cet écart peut s'expliquer en partie par l'effet indirect des travaux d'aménagement, de la modification de l'utilisation du territoire sur la dynamique hydrosédimentaire couplé aux modifications des conditions hydrologiques. En effet, plusieurs des processus HGM naturels observés entre 1986 et 2015 pourraient être le résultat de réajustements HGM face aux perturbations anthropiques passées, par l'augmentation des crues Q_{20} (Tecsult, 1994) à partir des années 1960 et des débits annuels maximums observés dans le temps à partir de 1985 (Biron *et al.*, 2020). Enfin, deux tributaires demeurent dans un état relativement stable dans le temps. Peu d'observations de processus HGM naturels ni de perturbations anthropiques n'ont été observées sur la rivière Famine ainsi que dans la portion amont de la rivière du Moulin. Le recensement de la littérature, l'analyse de la trajectoire HGM, l'évolution historique et l'indice de connectivité ne permettent donc pas d'expliquer ni d'établir des tendances claires dans ces deux tributaires.

c. Analyses morphométriques et dynamique hydrosédimentaire des bancs de confluent

La présence de bancs d'accumulation au niveau des confluent est quasi-généralisée dans le tronçon Sartigan-Scott. Certaines variables permettent de justifier et de discriminer statistiquement leur présence, telles que le relief (Juneau, 2020; Juneau et Germain, 2025), le produit de la pente des cours d'eau et de l'aire de drainage, mais également le degré d'anthropisation (Juneau et Germain, 2025). L'évolution de l'utilisation du sol, des processus HGM, des perturbations anthropiques et des formes observées influence la connectivité hydrosédimentaire entre les tributaires et le chenal principal.

Le degré de connectivité varie dans le temps en fonction des conditions hydrologiques et peut déterminer l'état actif d'un banc de confluent d'un point de vue géomorphologique. Ces formes d'accumulation peuvent ainsi s'activer lorsque des débits de relativement faible intensité, mais de forte fréquence, surviennent, ou lorsque des crues de forte intensité, mais à faible fréquence se produisent (Juneau, 2020). Le régime de faible intensité peut être observé par la présence de matériel plus fin tapissant les chenaux actifs sur le banc. Le régime de forte intensité, quant à lui, possède la compétence pour mobiliser des sédiments plus grossiers et, par conséquent, va permettre le transfert de galets et de blocs en plus d'inciser les chenaux actifs. L'interaction de ces deux régimes explique la stratigraphie ainsi que la composition granulométrique des bancs observée par certains auteurs (Tecsults, 1994; Juneau, 2020). Les bancs de confluent sont généralement composés d'une couche de sédiments grossiers hétérogènes (blocs et galets) recouverts d'une couche à granulométrie plus fine. La figure 40 illustre la grande variabilité des sédiments grossiers mesurés par Tecult (1994). La taille des blocs composant plusieurs bancs de confluent varie de 9cm à environ 200cm, ce qui témoigne de l'héritage glaciaire et fluvio-glaciaire des sédiments du bassin versant, ainsi que de la compétence élevée de l'écoulement dans les tributaires.

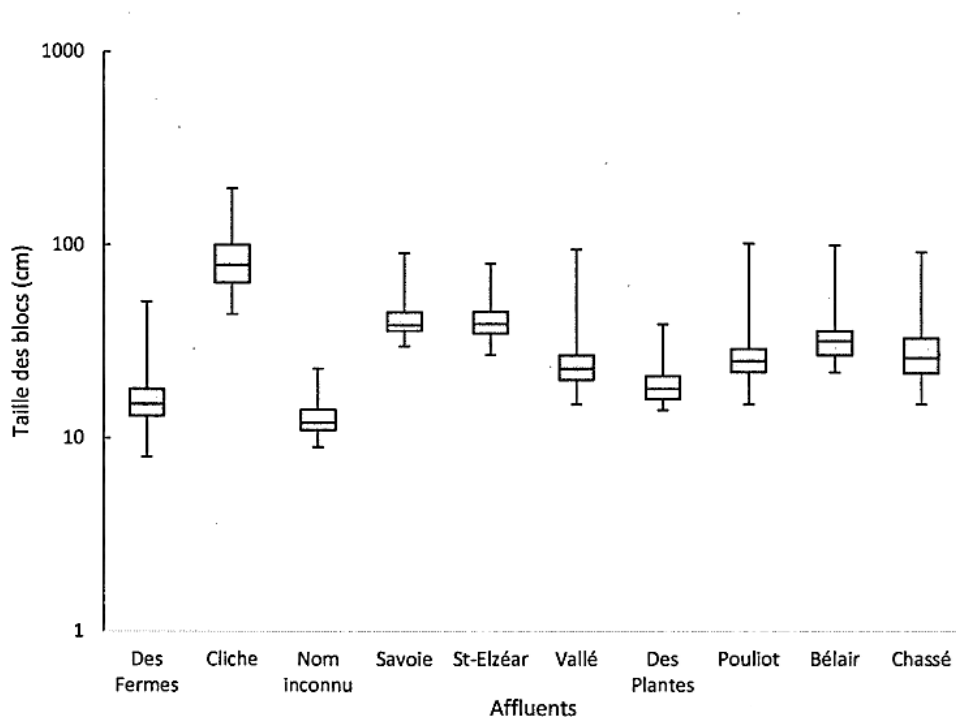


Figure 40. Diagramme en boîtes à moustaches présentant la distribution granulométrique des blocs mesurés sur des bancs de confluent par Tecsalt (1994).

L'évolution des bancs de confluent est également influencée par la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Chaudière qui affecte les processus d'érosion, d'accumulation et la mise en transport de sédiment. La pente faible du chenal principal dans plusieurs segments de la rivière Chaudière, mais particulièrement dans le tronçon entre Beauceville et Scott (tronçon appelé des eaux mortes), peut créer un effet de réservoir (Tecsult, 1994). Cela s'explique par la différence dans le synchronisme de la réponse hydrologique entre le chenal principal et les tributaires dont les pentes y sont fortes. Les crues surviennent ainsi plus rapidement au niveau des tributaires. Ce phénomène d'asynchronisme s'observe également au niveau des débâcles lorsque les tributaires se libèrent de leur glace avant la rivière Chaudière. Dans un contexte où les embâcles sont fréquents et spatialement récurrents, les bancs de confluent jouent ainsi un rôle dans une boucle de rétroaction. En effet, leur contribution à la formation d'embâcles par la réduction locale de la capacité d'évacuation des glaces favorise l'accumulation de sédiments en raison des conditions hydrauliques particulières créées par ces embâcles.

Les processus d'érosion responsables du remaniement de ces dépôts sont influencés principalement par les conditions hydrauliques de la rivière Chaudière. L'évolution des paramètres morphométriques témoigne des interactions entre les dynamiques hydrosédimentaires des cours d'eau du confluent. La comparaison des largeurs et des longueurs

entre l'étude de Tecsalt (1994) et celles mesurées dans cette étude ne permet pas d'établir de tendances en raison du faible échantillon, du manque d'information sur les débits de 1993 et de précision quant aux endroits où les mesures ont été prises. Les débits max standardisés observés depuis 2020 suggèrent des débits morphogènes plutôt faibles par les valeurs négatives et autour de 0. Ces conditions hydrologiques peuvent expliquer un certain état d'équilibre hydrosédimentaire qui se reflète par des superficies similaires et par l'absence de remaniement des sédiments au niveau des bancs des rivières Savoie, des Fermes et Nadeau entre 2016 et 2024. Le suivi à court terme des différences altimétriques des trois tributaires étudiés appuie également cette tendance à l'équilibre hydrosédimentaire. Les différences altimétriques montrent une légère accumulation entre 2024 et 2025 sur les bancs des rivières Nadeau et Cliche, suggérant également un état relativement à l'équilibre. Le patron d'érosion et d'accumulation illustre un léger remaniement des sédiments par la rivière Chaudière en exposant des zones d'érosion dans sa portion amont et des zones d'accumulation à l'aval. Le banc de confluent de la rivière des Fermes illustre toutefois un état d'accumulation plus prononcé ainsi qu'un déplacement de sédiments vers la portion aval du banc par l'écoulement de la rivière Chaudière.

d. Trajectoire et scénarios futurs

Les scénarios hydroclimatiques projetés suggèrent une augmentation des événements extrêmes de précipitation (Martel *et al.*, 2020), l'augmentation des débits de crues et des débits hivernaux (Leconte et Bizhanimanazar, 2020), des débâcles hivernales plus fréquentes (Leconte et Bizhanimanazar, 2020) et des débâcles printanières plus hâtives (Morse et Turcotte, 2018; Leconte et Bizhanimanazar, 2020). Toutefois, l'effet des changements climatiques sur les conditions hydrologiques et sur la dynamique hydrosédimentaire n'est pas toujours bien défini en raison des variables affectant la connectivité hydrosédimentaire, le ruissellement de surface et la réponse hydrologique qui sont propres à chaque bassin versant.

Certains facteurs peuvent également contribuer à la modification des conditions hydrologiques futures tels que les changements dans l'utilisation du sol, la perte de milieu humide et l'augmentation de l'efficacité du réseau de drainage. Leconte et Bizhanimanazar (2020) ont modélisé des débits en fonction de scénarios de destructions de milieux humides. Les débits modélisés pour l'horizon 2021-2050 dans la moyenne Chaudière suggèrent une augmentation de 8 à 10% dans un scénario de statu quo (aucune destruction), mais qui peuvent augmenter jusqu'à 23% si la destruction de milieux humides se poursuit.

La trajectoire HGM, l'évolution du lit mineur observée à long, moyen et court terme et la résilience observée de la rivière Chaudière permettent d'anticiper certaines tendances dans la dynamique hydrosédimentaire future à partir de ces scénarios. L'état d'équilibre hydrosédimentaire devrait se conserver dans les tronçons plutôt stables en raison de la résilience observée dans le système fluvial. Les segments dynamiques observés en amont du tronçon Sartigan-Scott devraient évoluer au gré des processus HGM naturels et des réajustements. Le lit mineur dans les segments en érosion devrait s'ajuster en fonction de la récurrence d'embâcles et de crues. Les conditions hydrométéorologiques projetées suggèrent davantage d'impacts dans les tributaires en raison de leur connectivité hydrosédimentaire élevée et de leurs fortes pentes. Les changements majeurs devraient être plus visibles dans les tronçons de tributaires où de nombreux processus HGM et réajustements ont été observés (Pozer, Gilbert, des Plante, des Fermes et Nadeau).

RÉSUMÉ DE LA DISCUSSION

ANALYSE	ÉLÉMENTS DE DISCUSSION	INTERPRÉTATION	FACTEURS EXPLICATIFS	IMPLICATIONS
TRAJECTOIRE HGM	Rivière Chaudière	Système globalement résilient, lit mineur tendant vers un équilibre hydrosédimentaire malgré les perturbations historiques.	Barrage Sartigan, pentes amont, dynamique glacielle, crues récentes	Absence d'aggradation généralisée; prudence face aux interventions ponctuelles
	Tributaires	Processus récents dominés par des réajustements morphologiques à des interventions anciennes.	Linéarisation, drainage agricole, évolution de l'utilisation du sol	Les tributaires jouent un rôle central dans la dynamique hydrosédimentaire sédimentaire de la Chaudière
BILAN SÉDIMENTAIRE	Bilan sédimentaire du lit mineur	Alternance spatiale érosion/accumulation indiquant un ajustement longitudinal du système.	Variation des apports tributaires, pentes, infrastructures, processus glaciels	État d'équilibre hydrosédimentaire constaté malgré alternance érosion/accumulation
INDICE DE CONNECTIVITÉ	Indice de connectivité hydrosédimentaire	Bon potentiel pour cibler sources de sédiments	Pentes élevées, agriculture, foresterie, réseaux de drainage	Outil d'aide à la décision plutôt que diagnostic unique
PARAMÈTRES MORPHOMÉTRIQUES DES BANCS DE CONFLUENT	Évolution et dynamiques des bancs de confluent	Formes dynamiques contrôlées par conditions hydrologiques des deux cours d'eau	Variabilité des débits des tributaires, de la présence et de la proximité des sources de sédiments, remaniement par le chenal principal	État d'équilibre hydrosédimentaire des formes étudiées; banc des Fermes illustre une tendance à l'accumulation plus marquée

VI CONCLUSION

a. Conclusion générale

La rivière Chaudière est connue pour ses caractéristiques hydrogéomorphologiques distinctes et son contexte hydrométéorologique propice aux inondations en eau libre et par embâcles, en particulier dans le tronçon des eaux mortes, soit entre Beauceville et Scott (Triquet, 1965; Tecsalt, 1994 : Biron *et al.*, 2020; Gobrial *et al.*, 2023). Le territoire a connu plusieurs changements et perturbations anthropiques au fil du temps en passant des activités de drave, à l'extraction de sédiments au niveau du chenal et la plaine alluviale de la rivière Chaudière, à la linéarisation et du profilage de nombreux tributaires et au développement du territoire agricole et urbain. Ces changements ont mené à des modifications dans la dynamique hydrosédimentaire des tributaires et de la rivière Chaudière. Plus récemment, les municipalités entre Scott et Notre-Dame-des-Pins ont envisagé l'excavation des bancs de confluent comme solution potentielle face à la problématique d'embâcle de glaces par (Biron *et al.*, 2020).

Cette étude avait pour objectif d'évaluer les changements HGM afin de mieux comprendre les dynamiques hydrosédimentaires et l'évolution du lit de la rivière Chaudière dans le temps. La trajectoire HGM de la rivière Chaudière entre 1935 et 2024 a présenté un état d'équilibre dynamique du lit mineur, ponctué de changements causés autant par l'aménagement et la construction d'infrastructures que par des processus HGM naturels dans la portion amont du tronçon Sartigan-Sainte-Marie. L'évolution du lit mineur entre 2001 et 2024 se caractérise par une dynamique hydrosédimentaire en état d'équilibre marquée par une grande variation entre les segments en état d'érosion (incision) et d'accumulation (aggradation). Cette variabilité est liée aux réajustements HGM face aux conditions hydrométéorologiques et perturbations anthropiques passées ainsi qu'aux dynamiques fluviale et glacielle changeantes dans le temps et l'espace. Les tronçons Saint-Georges-Beauceville et Sainte-Marie-Scott ont subi une incision. L'érosion du lit peut s'expliquer par la présence d'une entrave à l'apport de sédiments (barrage Sartigan) couplée aux fortes pentes en amont ainsi qu'au caractère érosif de la dynamique glacielle et des ondes de célérité lors de débâcles dans les deux cas.

L'analyse de la trajectoire HGM entre 1959 et 2015 des huit tributaires étudiés a montré que les portions amont et aval de ceux-ci sont caractérisées par un fort dynamisme en raison des fortes pentes (amont) et des bris de pentes (aval). Une quantité plus élevée d'observations de processus

HGM naturels et de perturbations anthropiques a été observée dans les rivières Gilbert, des Plante, des Fermes et Nadeau. Ces observations reflètent le fort dynamisme et l'évolution du tracé fluvial de ces tributaires dans le temps. Une grande majorité des travaux et aménagements de cours d'eau a été observée pendant la période 1959-1986. Cependant, la quantité de processus HGM naturels observés est supérieure dans la période 1986-2015. Cela suggère le réajustement HGM de plusieurs tributaires à la suite du changement dans l'utilisation du sol et d'interventions réalisées dans le lit mineur avant 1980. La variation dans l'intensité de ces changements suggère une évolution dans la dynamique hydrosédimentaire des tributaires de la rivière Chaudière et, par conséquent, une évolution dans le degré de connectivité de ces cours d'eau avec la rivière Chaudière.

L'indice de connectivité qui a été adapté au contexte agroforestier du bassin versant de la Chaudière révèle une forte connectivité structurelle dans les sous-bassins à forte torrencialité. Cela se reflète par les valeurs de connectivité élevées observées au niveau des sous-bassins versants anthropisés à fortes pentes. Cette connectivité hydrosédimentaire élevée accentue la rapidité du transfert d'eau et de sédiments vers le chenal principal. Elle permet également de localiser les sources potentielles, les zones de transferts et d'évaluer la contribution à la dynamique hydrosédimentaire de la Chaudière

Les tributaires fortement connectés sont marqués par la présence de bancs de confluent à leur exutoire. Ces formes d'accumulation sont omniprésentes dans le bassin versant de la rivière Chaudière, mais grandement concentrées dans la moyenne Chaudière (68% des formes recensées selon Juneau, 2020). Elles jouent un rôle clé dans l'accumulation sédimentaire et la redistribution des sédiments au niveau de la rivière Chaudière. La variation du degré de connectivité et des phases d'activation influence l'évolution des bancs de confluent. L'évolution de ces formes est inhérente aux variations du degré de connectivité avec le tributaire et des phases d'activation. Les phases actives des bancs de confluent sont déterminées par les conditions hydrométéorologiques (fonte de neige, pluies, débits et crues) et les paramètres morphométriques du bassin versant tels que l'aire de drainage et le relief (Juneau et Germain, 2025) qui influencent la dynamique hydrosédimentaire. Les changements HGM et morphométriques observés à moyen et à court terme illustrent un certain état d'équilibre hydrosédimentaire par la faible différence entre les variables de superficie (suivis 2016-2024) et de différences altimétriques des bancs entre 2024 et 2025. Le banc de confluent de la rivière des Fermes est la seule forme qui a montré un état d'accumulation lors du suivi 2024-2025. Cela peut

être dû à plusieurs facteurs tels que sa forte connectivité hydrosédimentaire, son aire de drainage et un relief élevé (Juneau, 2020), son fort degré d'anthropisation (Tecsult, 1994; Juneau et Germain, 2025), ainsi que les fortes pentes observées au niveau du chenal.

Les bancs de confluent sont un élément clé de la dynamique hydrosédimentaire de la rivière Chaudière, mais leur évolution dépend fortement de la dynamique hydrosédimentaire de celle-ci. Dans les segments à faible pente (tronçon Beauceville-Scott), le chenal principal réagit plus lentement aux crues que les tributaires, dont les pentes sont plus fortes. Cet asynchronisme, observé autant lors des crues que des débâcles, crée un effet de réservoir où l'eau, les glaces et les sédiments s'accumulent temporairement. Dans un contexte de forte récurrence d'embâcles, les bancs de confluent participent à une boucle de rétroaction en réduisant localement la capacité d'évacuation des glaces qui favorisent la formation d'embâcles. En retour, ces embâcles créent des conditions hydrauliques propices à l'accumulation de sédiments sur ces mêmes bancs. Cette rétroaction est une composante de la dynamique hydrosédimentaire naturelle du système fluvial observée depuis plus d'un siècle.

Enfin, le diagnostic HGM et les connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire obtenus par cette étude ne soutiennent pas l'hypothèse d'une aggradation généralisée du lit mineur. Dans ce contexte, les interventions de dragage s'avèrent non durables et ne présentent pas de bénéfices à l'échelle du bassin versant. Ce type d'intervention pourrait même exacerber localement les déséquilibres hydrosédimentaires en entraînant une incision, la perte de connectivité latérale de la rivière avec sa plaine inondable et favoriser les processus d'érosion des berges. De plus, les crues plus fréquentes et plus intenses remobiliseront rapidement les sédiments présents au niveau des sources de sédiments dans les tributaires. Par conséquent, l'impact de ce type d'intervention doit être évalué à l'échelle du bassin, et non du tronçon, afin de définir sa pertinence face à la problématique et sa cohérence avec le système fluvial.

b. Transfert de connaissances

Enfin, cette étude démontre que la gestion des risques d'inondation par embâcle sur la rivière Chaudière ne peut se limiter à des interventions ponctuelles comme le dragage, mais doit s'appuyer sur des interventions qui nécessitent une compréhension exhaustive de la dynamique hydrosédimentaire et glacielle à l'échelle du bassin versant. L'apport de connaissances sur la dynamique hydrosédimentaire, proposé initialement par Biron *et al.* (2020), permet maintenant d'évaluer plusieurs solutions proposées par le passé face à la problématique d'inondation de la

rivière Chaudière en considérant son contexte HGM contemporain. L'annexe 4 propose une recension des travaux de recherche issue de la littérature qui décrit les effets du retrait de sédiments et du dragage sur la dynamique hydrosédimentaire afin de mieux orienter la prise de décision.

Au-delà des résultats obtenus, cette recherche met en évidence la richesse et la grande quantité de connaissances déjà disponibles dans la littérature scientifique et technique accumulée depuis plusieurs décennies sur la rivière Chaudière. En effet, de nombreuses études ont été menées sur la rivière Chaudière dans le cadre de mémoires (Juneau, 2020; Pelchat, 2021; Ladouceur, 2022), par des firmes (Tecsult, 1994), des laboratoires universitaires (Juneau et Germain, 2025) et des consortiums de recherche (Morse *et al.*, 2018; Biron *et al.*, 2020; Turcotte *et al.*, 2020; Bérubé *et al.*, 2025) et ont apporté une mine de connaissances dans divers domaines. La grande quantité d'études qui ont été consultées pour ce rapport a permis d'émettre deux constats : (i) il y a de la redondance et certains consensus au niveau de plusieurs connaissances apportées par la littérature et (ii) plusieurs de ces connaissances sont encore d'actualité et applicables au contexte actuel de la rivière Chaudière. Le dialogue entre experts, décideurs et citoyens apparaît ainsi comme une condition essentielle pour transformer ces acquis scientifiques en leviers concrets d'action et de prévention adaptés aux réalités locales de la Beauce et au contexte HGM de la rivière Chaudière, tout en tenant compte des effets cumulatifs des interventions du passé et des changements climatiques anticipés.

Ces connaissances, souvent confinées aux milieux académiques et institutionnels, gagneraient à être davantage partagées et vulgarisées auprès des populations locales, des élus et des gestionnaires. C'est dans cette optique que la boîte à outils pour la vulgarisation et la communication a été réfléchi et développée (voir Volet II de l'étude). Ce document a pour but de guider les stratégies de communication à mettre en place par les acteurs locaux afin de transmettre les connaissances au travers de la création d'outils de communication et de vulgarisation. Cette boîte à outils apporte de l'information autant sur les décideurs que sur le public ciblé, sur les stratégies, les lignes directrices et le langage à prioriser dans le contexte régional beauceron. Une meilleure diffusion des connaissances permettrait non seulement de renforcer la compréhension collective du contexte hydrogéomorphologique de la rivière Chaudière, mais aussi de favoriser l'acceptabilité sociale des mesures de gestion et d'accroître la résilience des communautés face aux risques d'inondation.

VII RÉFÉRENCES

- Ashmore P, Peirce S et Leduc P. 2018. Expanding the “Active Layer”: Discussion of Church and Haschenburger (2017) What is the “Active Layer”? *Water Resources Research* 53, 5–10, Doi:10.1002/2016WR019675. *Water Resources Research*, 54 : 1425-1427.
- Allard G. 2010. Dynamique fluvioglacielle : étude de cas d'une fosse-à-frasil, rivière Mitis, Bas-Saint-Laurent. Mémoire, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Québec, 85 p.
- Beltaos, S. 2008 *River Ice Breakup*. Water Resources Publications, LLC, Lone Tree, CO, p. 462
- Beltaos, S., & Prowse, T. D. 2001. Climate impacts on extreme ice-jam events in Canadian rivers. *Hydrological Sciences Journal*, 46(1), 157-181.
- Beltaos, S. (2018). The 2014 ice-jam flood of the Peace-Athabasca Delta: Insights from numerical modelling. *Cold Regions Science and Technology*, 155, 367-380.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.08.009>
- Bérubé J. 2014. Étude de la dynamique de barrages suspendus dans une transition fluviale, rivière Mitis, Bas-Saint-Laurent. Mémoire, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Québec, 115 p.
- Biron PM, Boucher E et Taha W. 2020. Comité Expert Visant À Identifier Des Solutions Porteuses Pour La Réduction De La Vulnérabilité Des Risques Liés À L'inondation Par Embâcles De Glace Sur La Rivière Chaudière - Rapport Final. Québec.
- Blouin C, Ghobrial T, Morse B, Pelchat G et Turcotte B. 2021. The influence of tributaries on breakup dynamics: Insights from the Chaudière River, Québec.
- Bracken LJ, Turnbull L, Wainwright J et Bogaart P. 2015. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40 : 177-188.
- Brierley GJ, Fryirs KA, Boulton A et Cullum C. 2008. Working with change: the importance of evolutionary perspectives in framing the trajectory of river adjustment. Dans : *River futures: An integrative scientific approach to river repair*. Island Press Washington, DC, p. 65-84.
- Brothers LL, Belknap DF, Kelley JT et Janzen CD. 2008. Sediment transport and dispersion in a cool-temperate estuary and embayment, Saco River estuary, Maine, USA. *Marine Geology*, 251 : 183-194.
- Borselli L, Cassi P et Torri D. 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75 : 268-277.
- Caron, O. Synthèse ET Modèle Cartographique 3D Des Formations quaternaires Pour Les Bassins-Versants Des Rivières Chaudière ET Saint-François: Géochronologie, Stratigraphie ET Paléogéographie Wisconsinienne du Sud du Québec. Ph.D. Thesis, Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, Canada, 2013. (In French).
- Cavalli M, Trevisani S, Comiti F et Marchi L. 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, 188 : 31-41.
- Church M et Haschenburger JK. 2017. What is the “active layer”? *Water Resources Research*, 53 : 5-10.

COBARIC 2014. Plan directeur de l'eau du bassin versant de la rivière Chaudière : Mise à jour 2014 – Portrait. Comité de bassin de la rivière Chaudière, Sainte-Marie, Quebec.

COBARIC 2022. Inondations Sur La Rivière Chaudière - Document De Vulgarisation Destiné Au Grand Public, Scott, Comité de bassin de la rivière Chaudière (COBARIC). Ressource en ligne, Collections de BAnQ.

Deslauriers, C.-E., Llamas, J., Triquet, C., Lavallée, R. & Michel, B. 1965 Overall Plan for Remedial Work on the Chaudière River – Flood Control at the Break-up. Ministère des richesses naturelles du Québec, p. 138

Dow Ambtman, K. & Hicks, F. 2012 Field estimates of discharge associated with ice jam formation and release events. Canadian Water Resources Journal 37 (1), 47–56. doi:10.4296/cwrj3701868.

Ghobrial T, Pelchat G et Morse B. 2023. A comprehensive field investigation of the dynamic break-up processes on the Chaudière River, Quebec, Canada. Hydrology Research, 54 : 797-817.

Hajigholizadeh M, Melesse AM et Fuentes HR. 2018. Erosion and sediment transport modelling in shallow waters: A review on approaches, models and applications. International journal of environmental research and public health, 15 : 518.

Heckmann T, Cavalli M, Cerdan O, Foerster S, Javaux M, Lode E, Smetanová A, Vericat D et Brardinoni F. 2018. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. Earth-Science Reviews, 187 : 77-108.

Hickin EJCog. 1995. Sediment transport. Dans : River geomorphology. Wiley, Chichester; New York, p. 70-107.

Hooke, J. M. (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. Geomorphology, 56(1-2), p. 79-94.

Hooke J et Souza J. 2021. Challenges of mapping, modelling and quantifying sediment connectivity. Earth-Science Reviews, 223 : 103847.

Jautzy T, Maltais M et Buffin-Bélanger T. 2021. Interannual evolution of hydrosedimentary connectivity induced by forest cover change in a snow-dominated mountainous catchment. Land Degradation & Development, 32 : 2318-2335.

Juneau P et Germain D. 2025. Controls on Tributary–Junction Fan Distribution Along the Chaudière River, Québec, Canada. Water, 17 : 3503.

Ladouceur J-R. 2022. Détermination des cotes de crues en présence de glace sur la Rivière Chaudière. M.Sc., Université Laval, Québec, Canada, 182 p.

Leconte, R; Bizhanimanzar, M. 2020. Modélisation du régime hydrologique en fonction des milieux humides et riverains dans un contexte de changements climatiques. Comité de bassin de la rivière Chaudière. 74 p.

Lisle T et Church M. 2002. Sediment transport-storage for degrading gravel-bed channels. Water Resources Research, 38.

Martel J-L, Mailhot A et Brissette F. 2020. Global and Regional Projected Changes in 100-yr Subdaily, Daily, and Multiday Precipitation Extremes Estimated from Three Large Ensembles of Climate Simulations. Journal of Climate, 33 : 1089-1103.

Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN). 2016. Géobase du réseau hydrographique du Québec (GRHQ) : Guide de l'utilisateur (version 1.1). Gouvernement du Québec. <https://collections.banq.qc.ca/ark:/52327/bs2976587>

Merritt WS, Letcher RA et Jakeman AJ. 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental modelling & software*, 18 : 761-799.

Morse B, Turcotte B, Ouranos et vert F. 2018. Risque d'inondations par embâcles de glaces et estimation des débits hivernaux dans un contexte de changements climatiques (Volet A). Ouranos : Fonds Vert Québec, Montréal, 79 p.

Pelchat G. 2021. La dynamique spatiale et temporelle des débâcles et embâcles de glace sur la rivière. M.Sc., Université Laval, Quebec, Canada, 118 p.

Perrier, R. (1978). Historique des inondations au Québec. Association québécoise des techniques de l'eau et la Fédération des associations canadiennes de l'environnement (AQTE-FACE), conférence annuelle, 14-17 mai 1978, Québec, pp. 25.1-25.35.

Savi S, Tofelde S, Wickert AD, Bufo A, Schildgen TF et Strecker MR. 2020. Interactions between main channels and tributary alluvial fans: channel adjustments and sediment-signal propagation. *Earth Surf Dynam*, 8 : 303-322.

Tecsult. 1994. Étude de modélisation du bassin versant de la rivière Chaudière – rapport final. 132 p.

Triquet, Claude, Plan D'ensemble Des Travaux Remédiateurs De La Rivière Chaudière - Contrôle Des Inondations À La Débâcle - Annexe, Québec, Ministère des richesses naturelles du Québec, Direction des services hydrauliques, 1965, 1 ressource en ligne (3 vol.) : ill. cartes, plans, Collections de BAnQ.

Turcotte, B., Morse, B., & Pelchat, G. 2020. Impact of Climate Change on the Frequency of Dynamic Breakup Events and on the Risk of Ice-Jam Floods in Québec, Canada. *Water*, 12(10), 2891.

Wohl E. 2017. Connectivity in rivers. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 41 : p. 345-362.

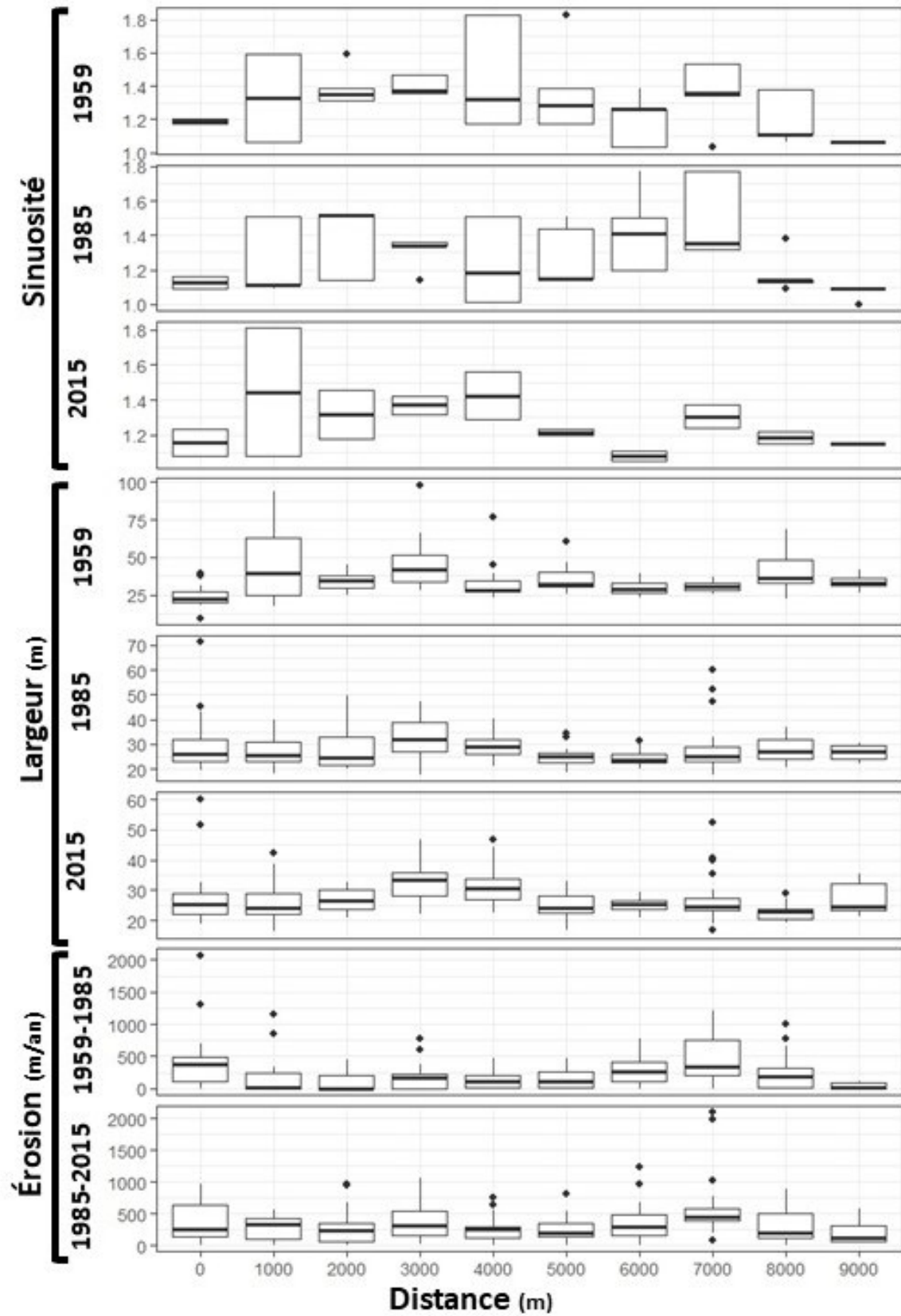
Zanandrea F, Michel GP et Kobiyama M. 2020. Impedance influence on the index of sediment connectivity in a forested mountainous catchment. *Geomorphology*, 351 : 106962.

Zanandrea F, Michel GP, Kobiyama M, Censi G et Abatti BH. 2021. Spatial-temporal assessment of water and sediment connectivity through a modified connectivity index in a subtropical mountainous catchment. *Catena*, 204 : 105380.

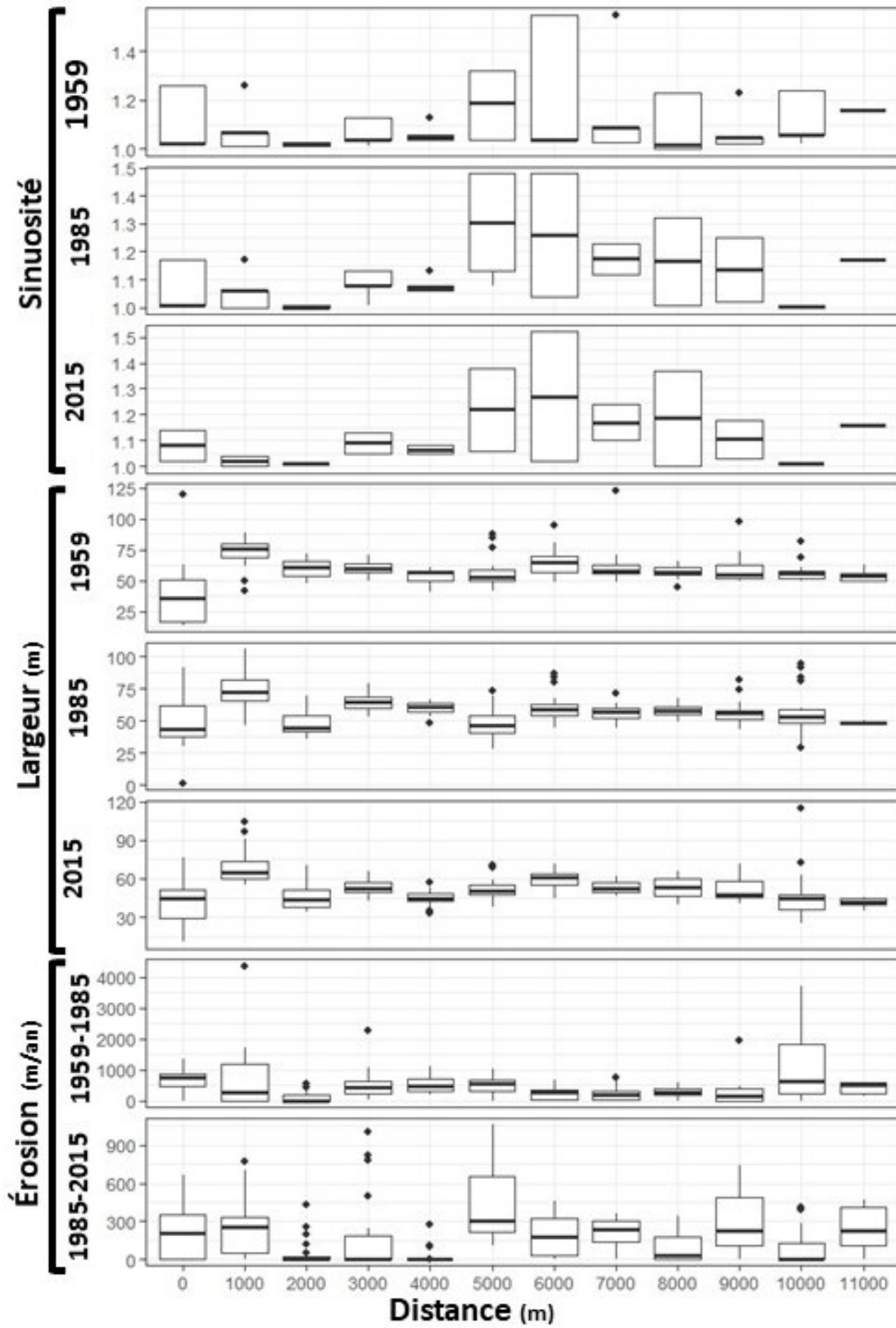
Annexes

Annexe 1 : Évolution des paramètres HGM de sinuosité, de largeur et d'érosion du lit mineur pour les rivières Nadeau, Lessard, des Plante, des Fermes, Gilbert, du Moulin, Famine et Pozer entre 1959 et 2015.

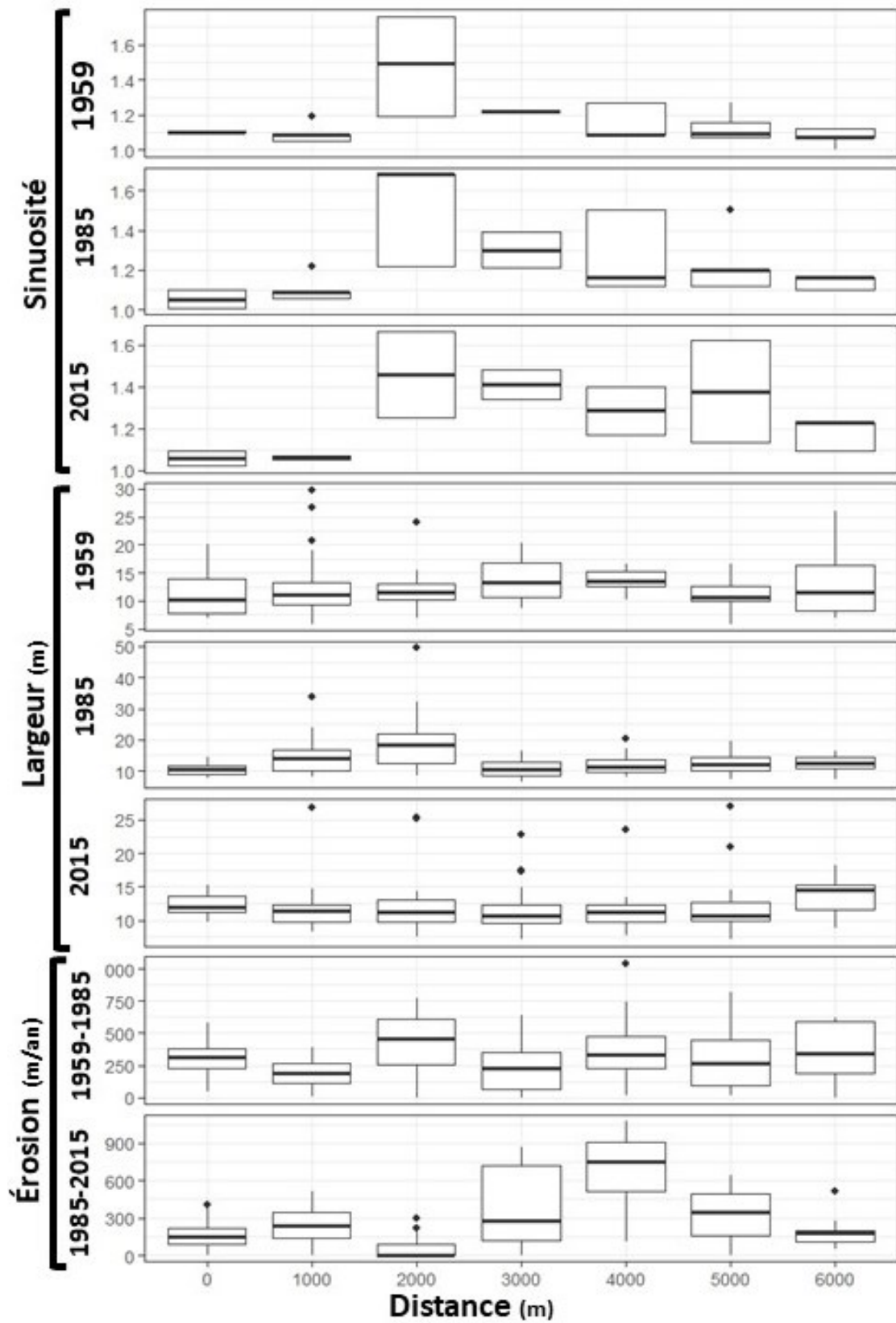
Rivière Pozer



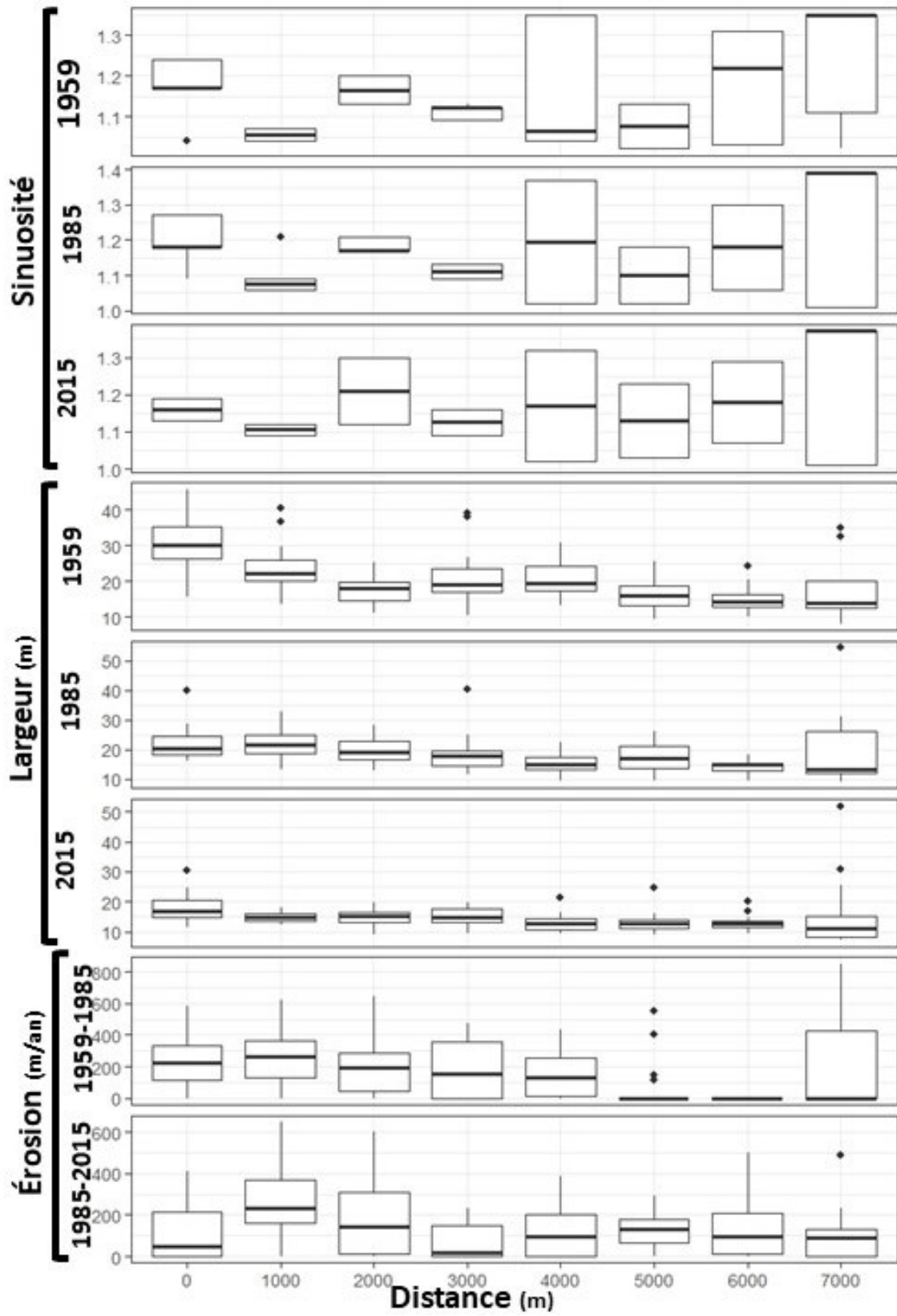
Rivière Famine



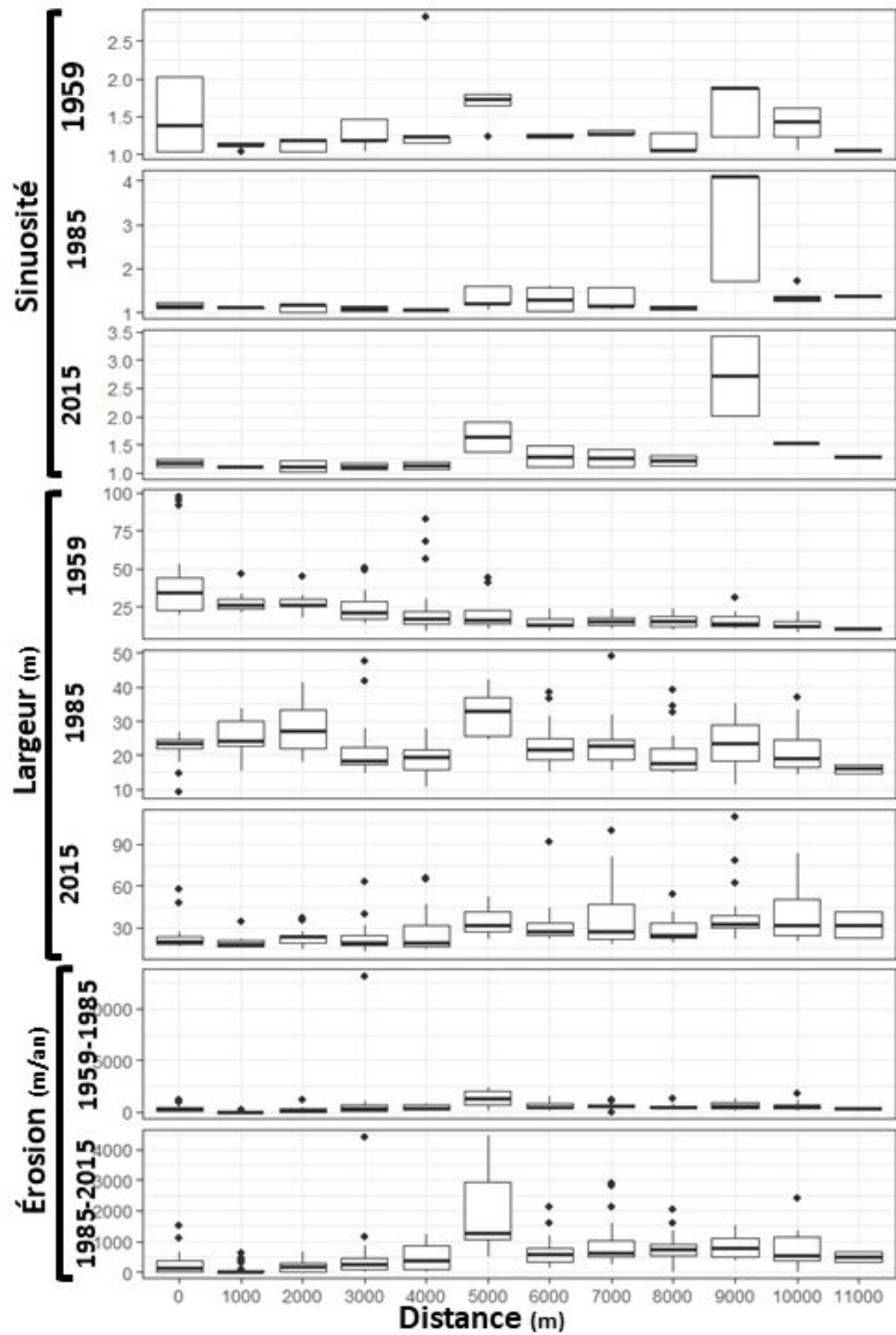
Rivière Gilbert



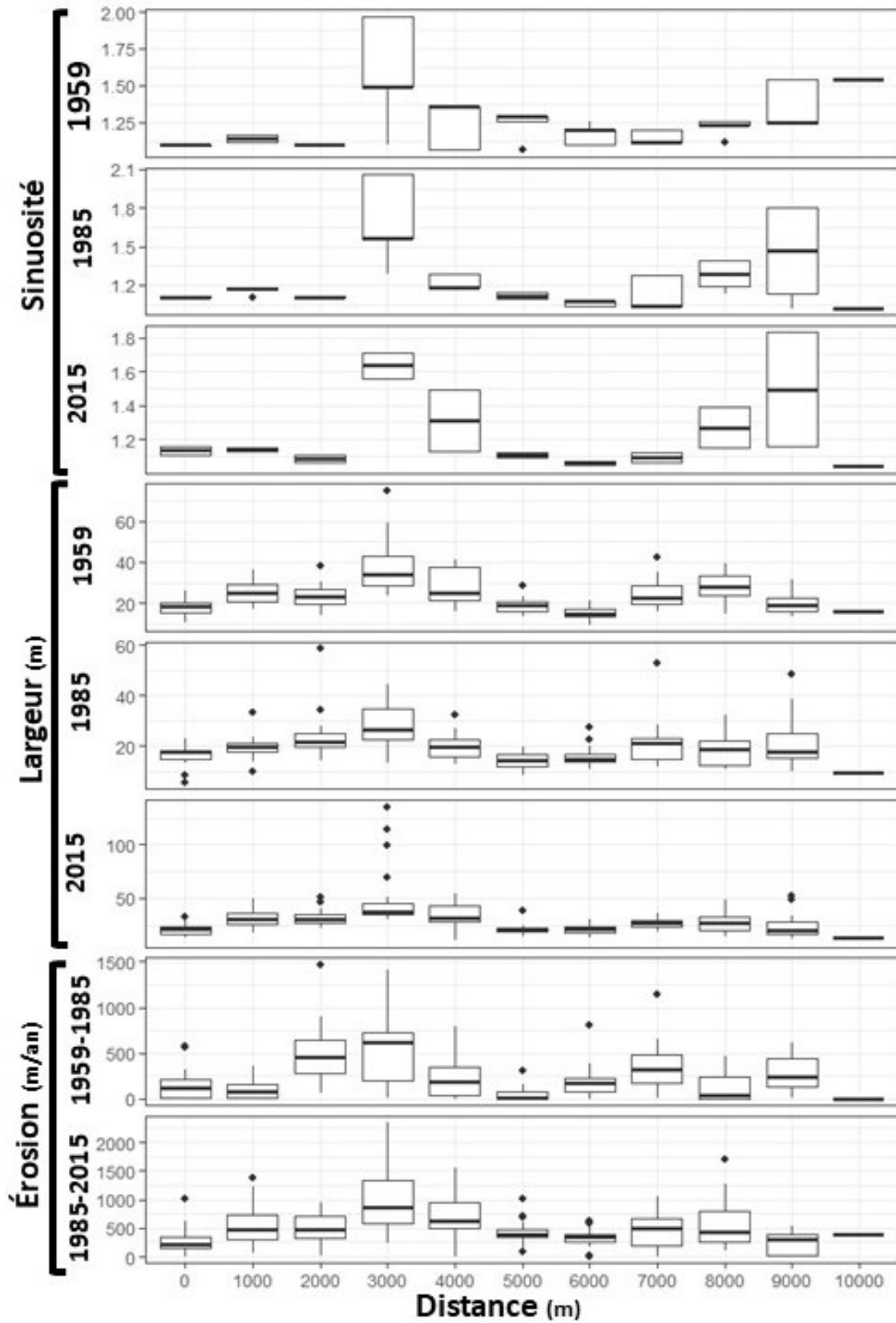
Rivière du Moulin



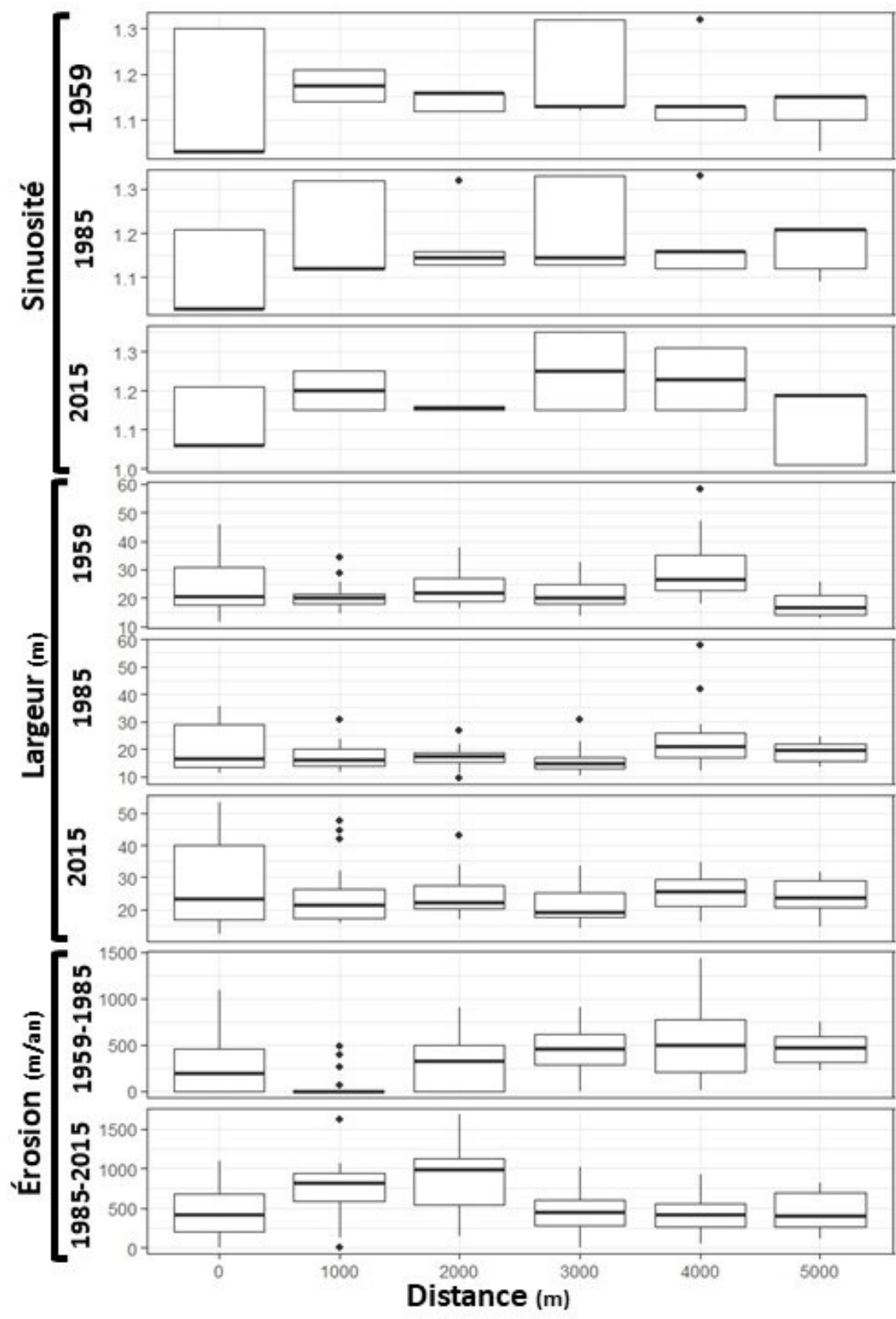
Rivière des Plante



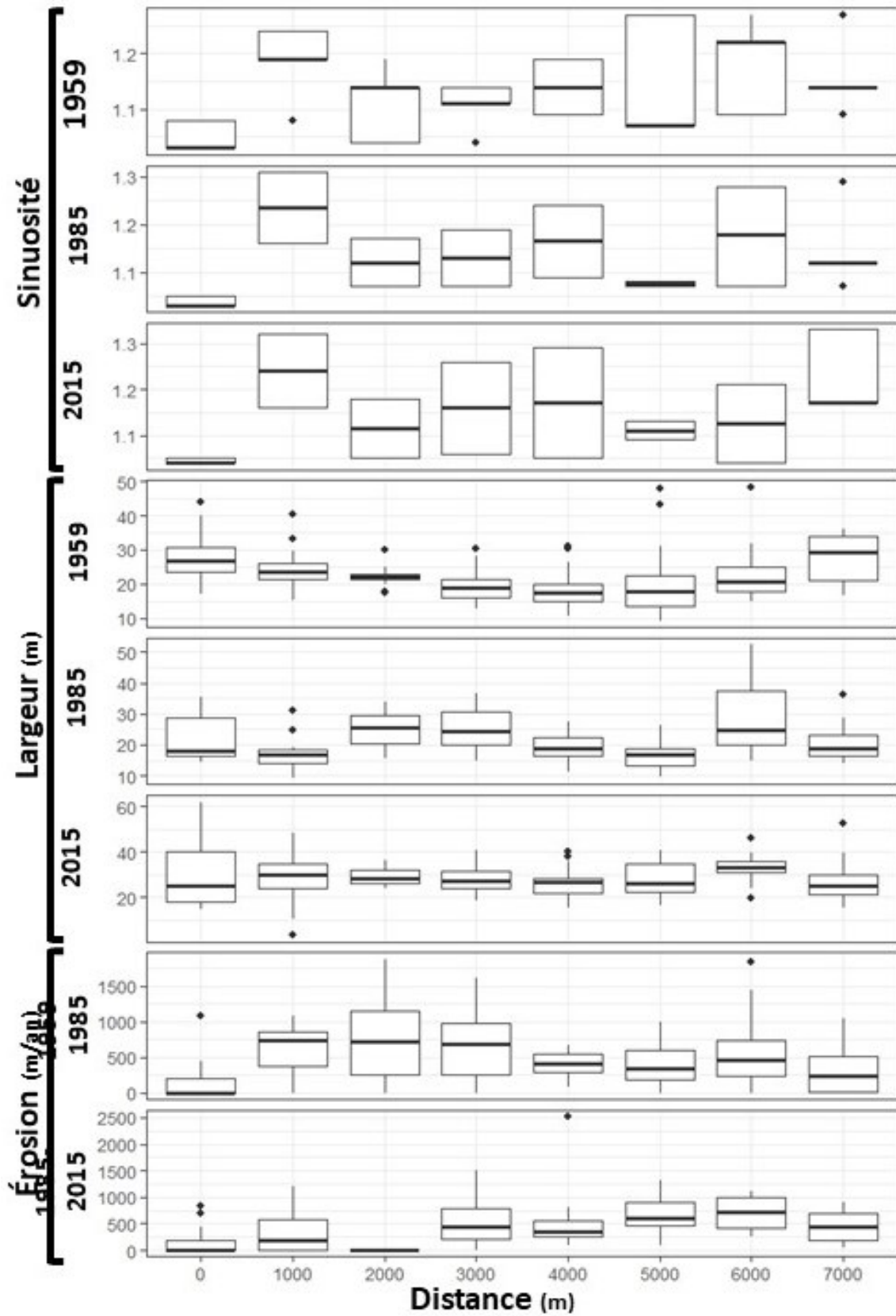
Rivière des Fermes



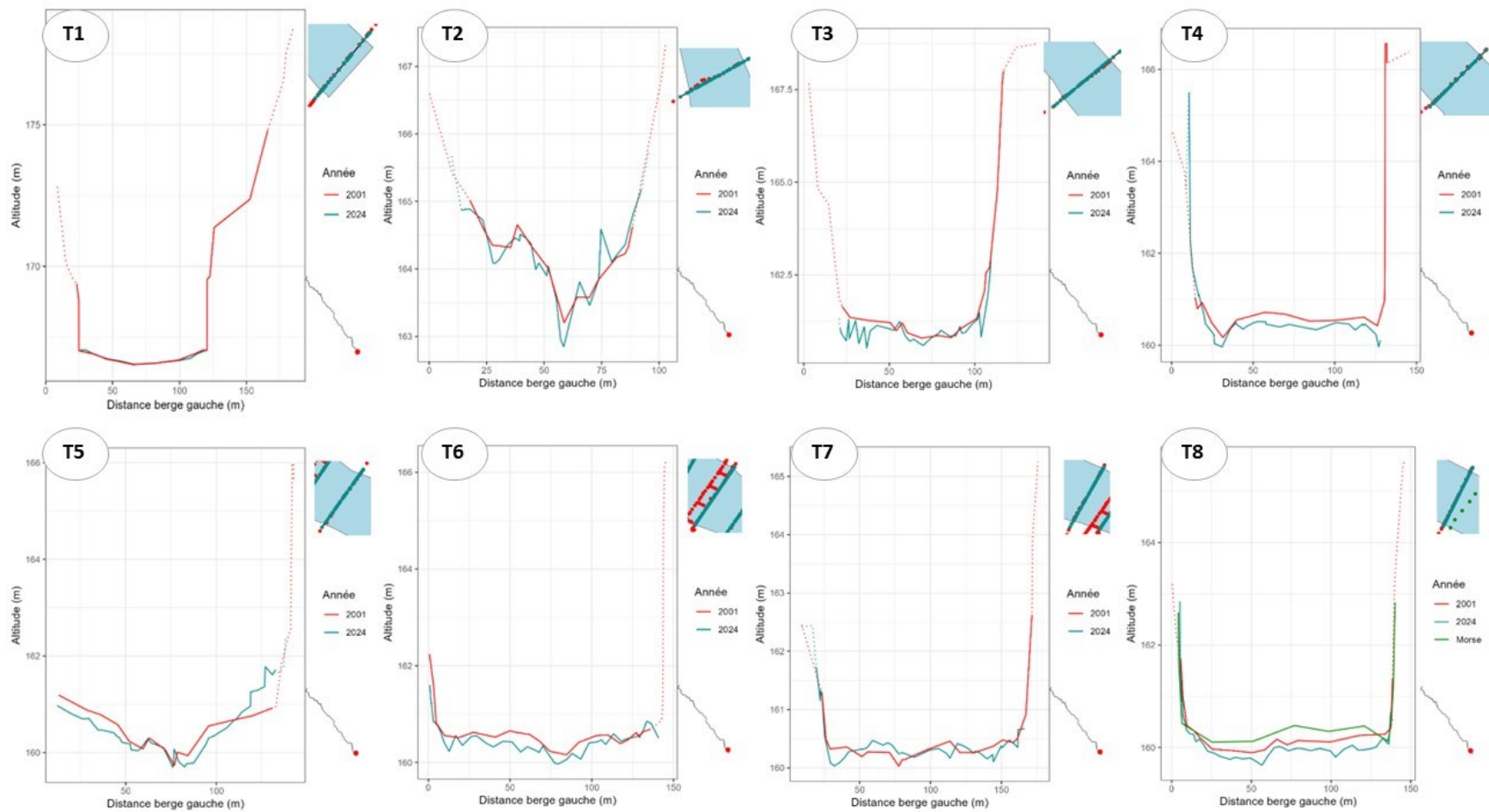
Rivière Nadeau

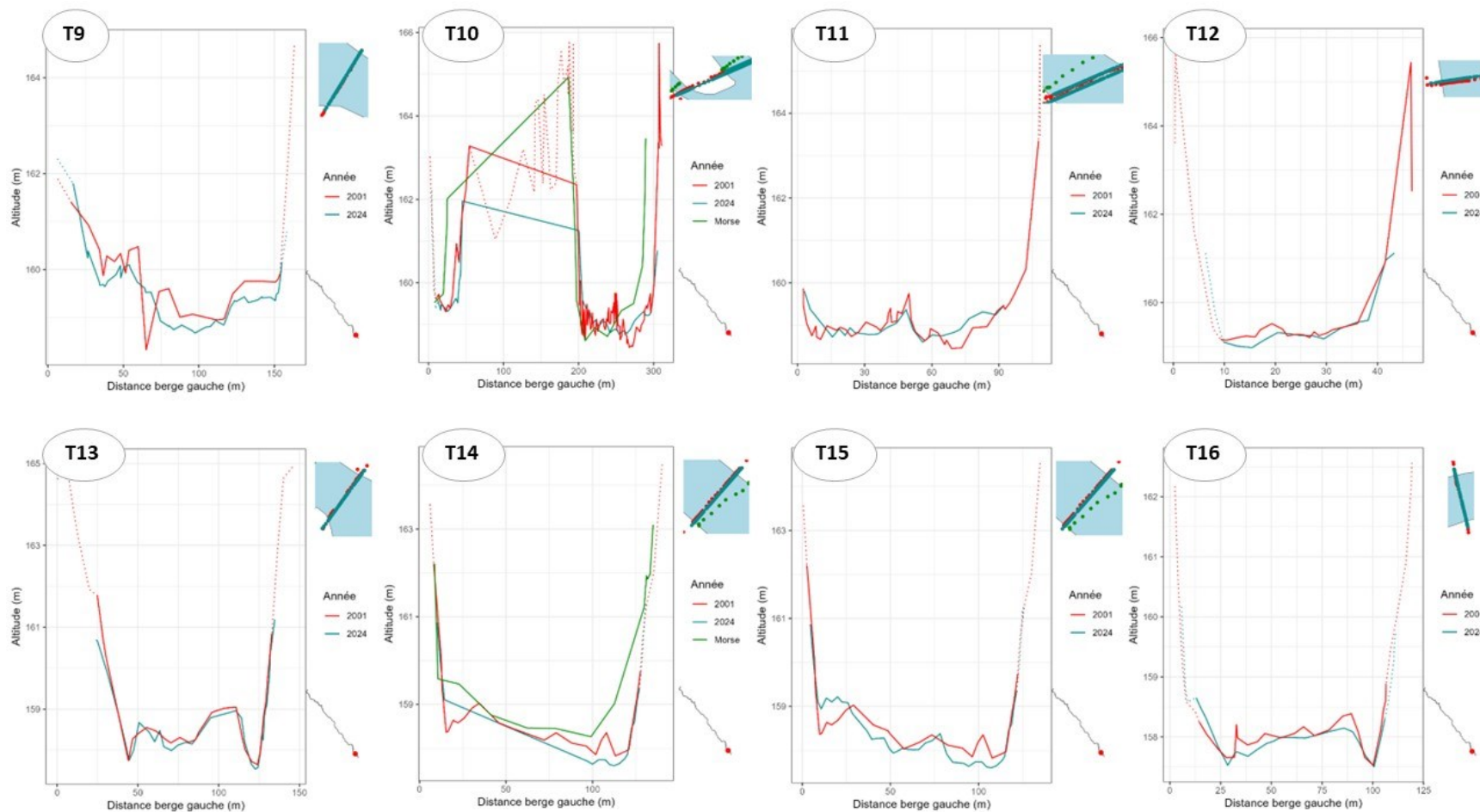


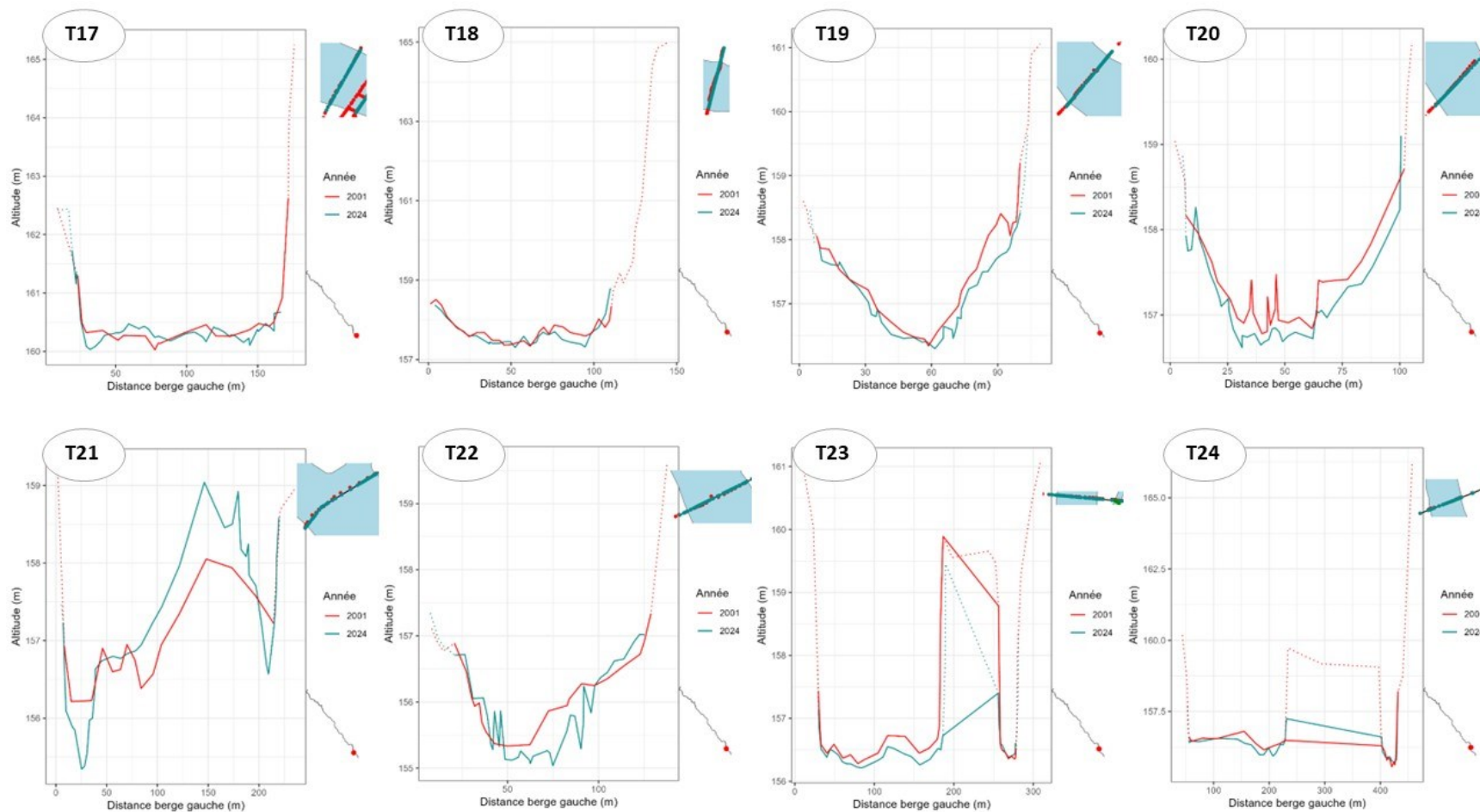
Rivière Lessard

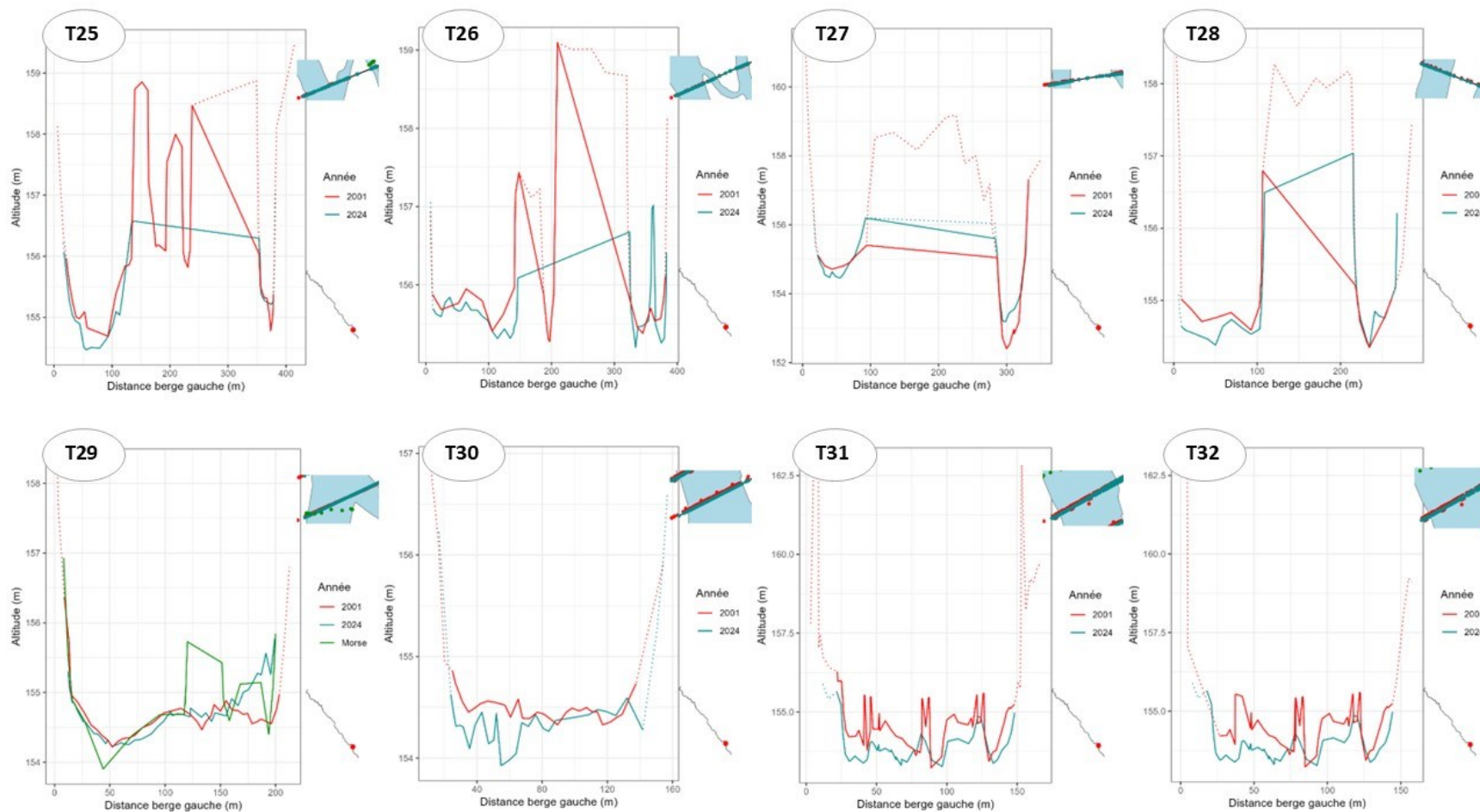


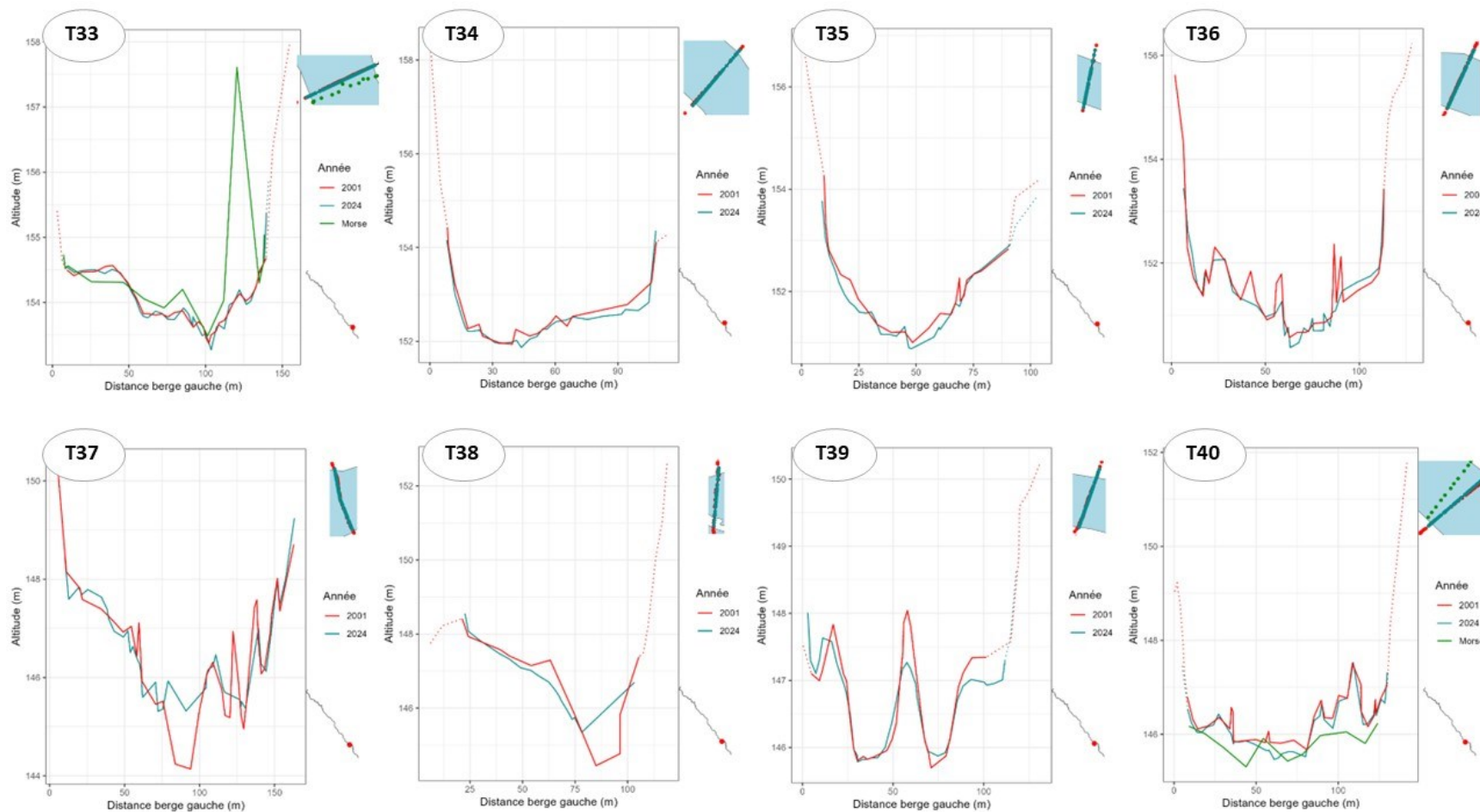
Annexe 2 : Présentation des 109 profils transversaux comparant les levés de 2001 (CEHQ) et 2024 (LERGA) dans le tronçon Sartigan - Saint-Lambert.

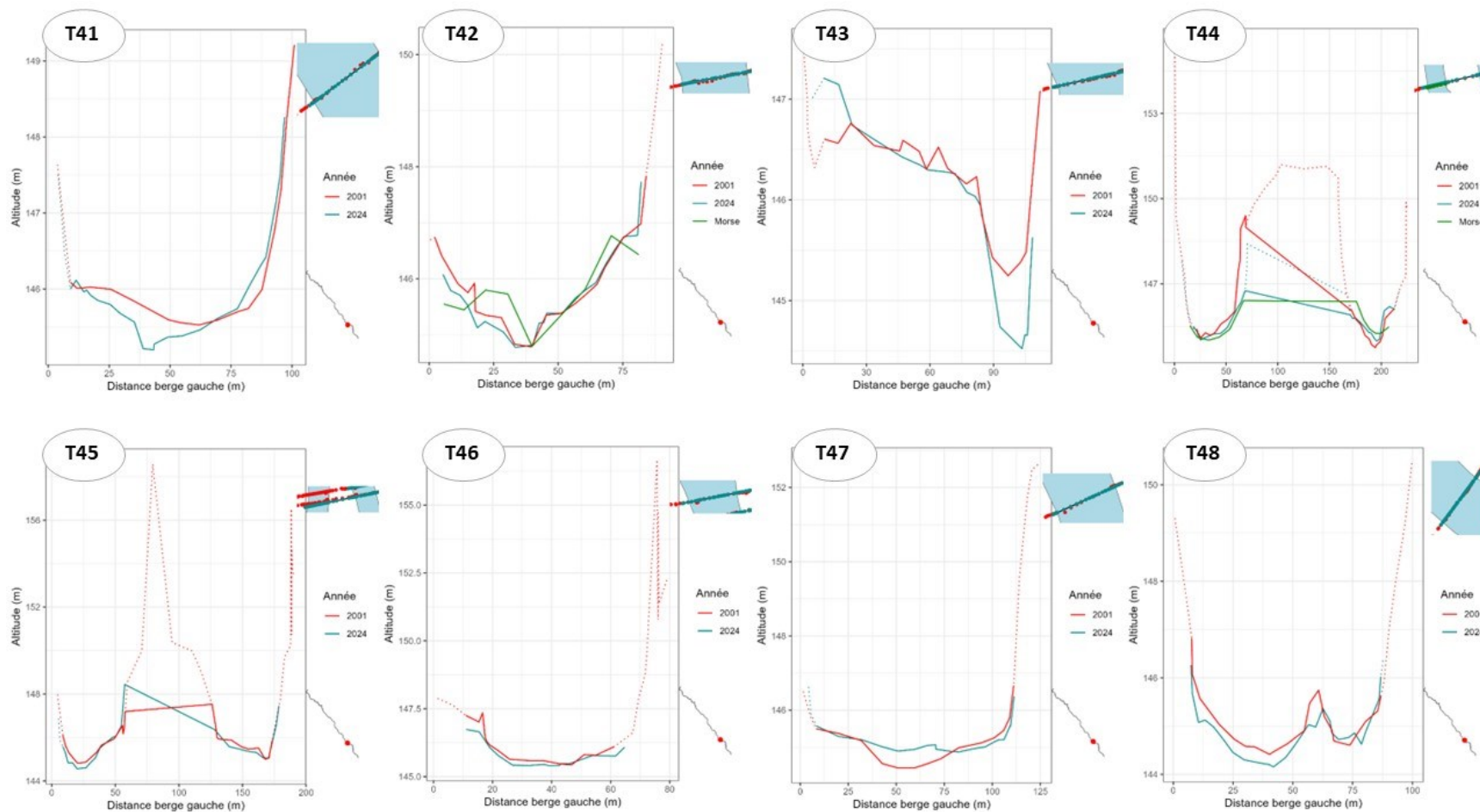


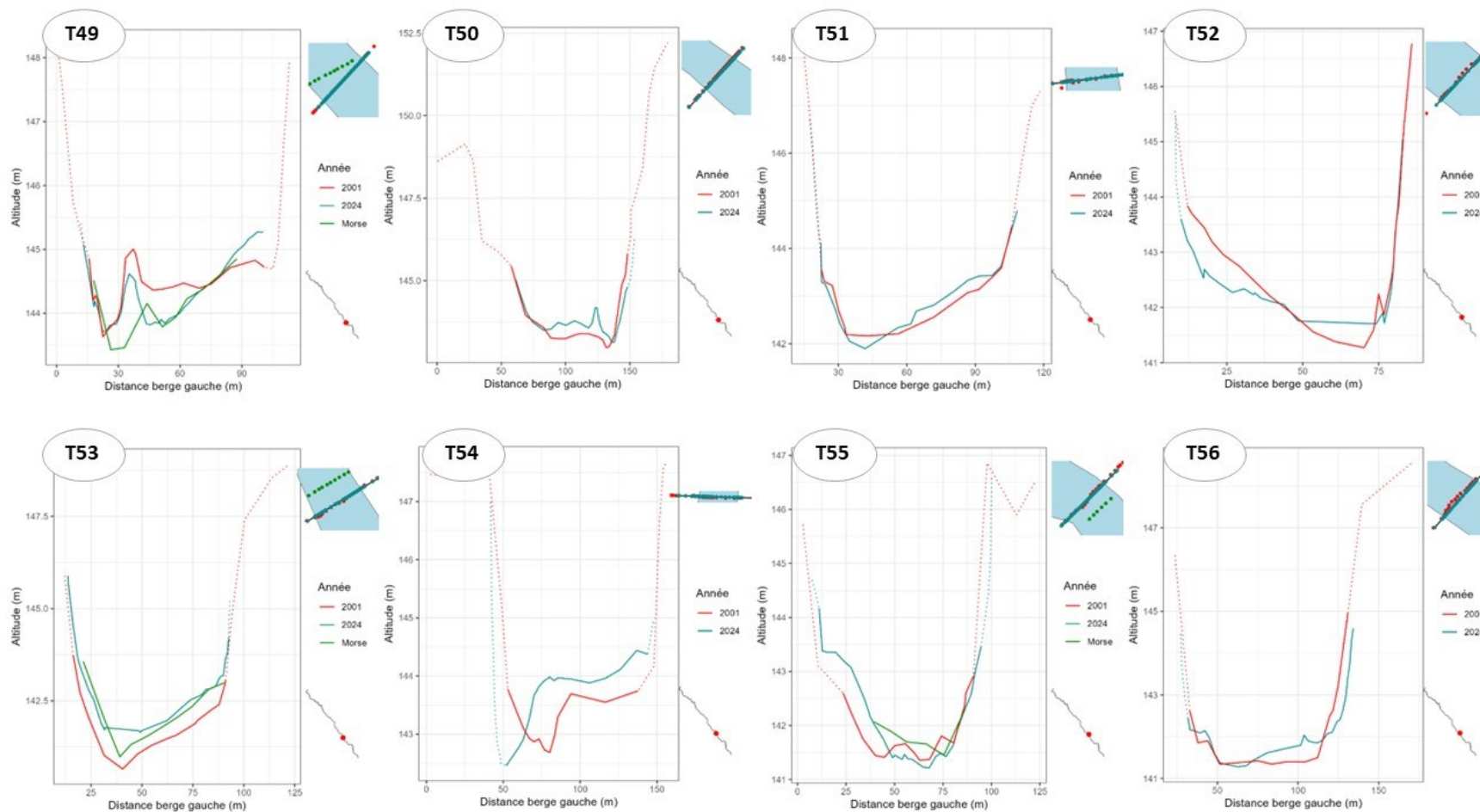


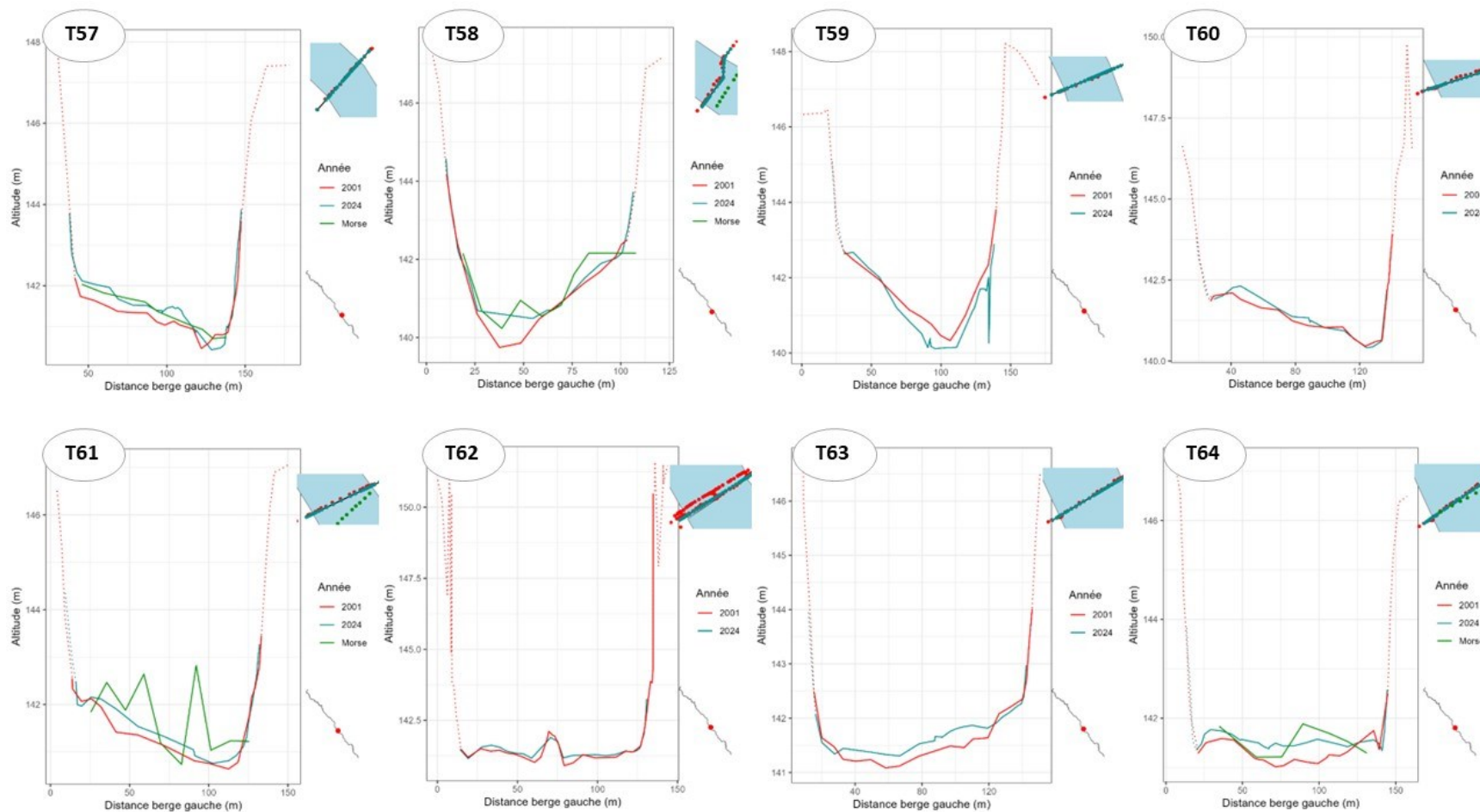


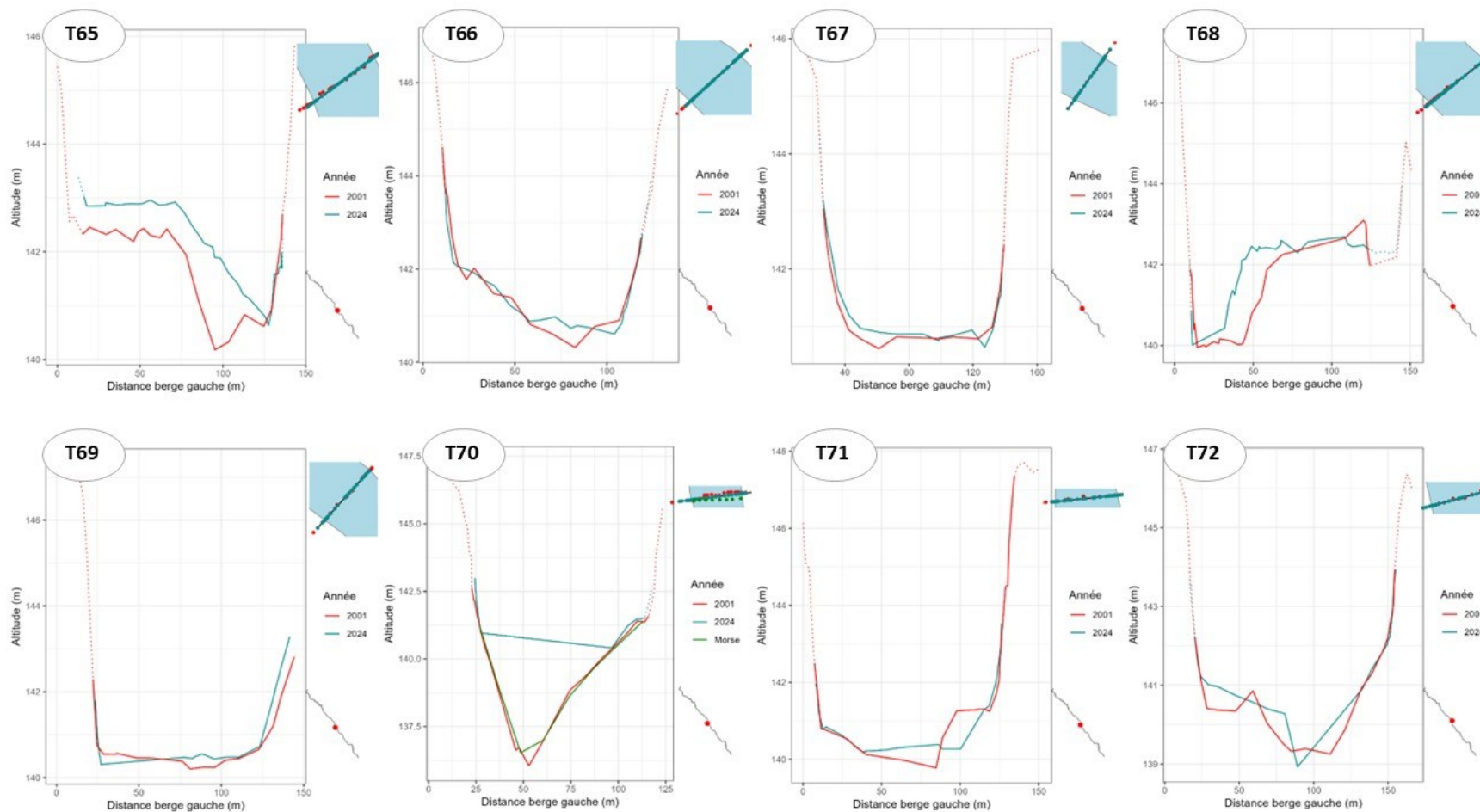


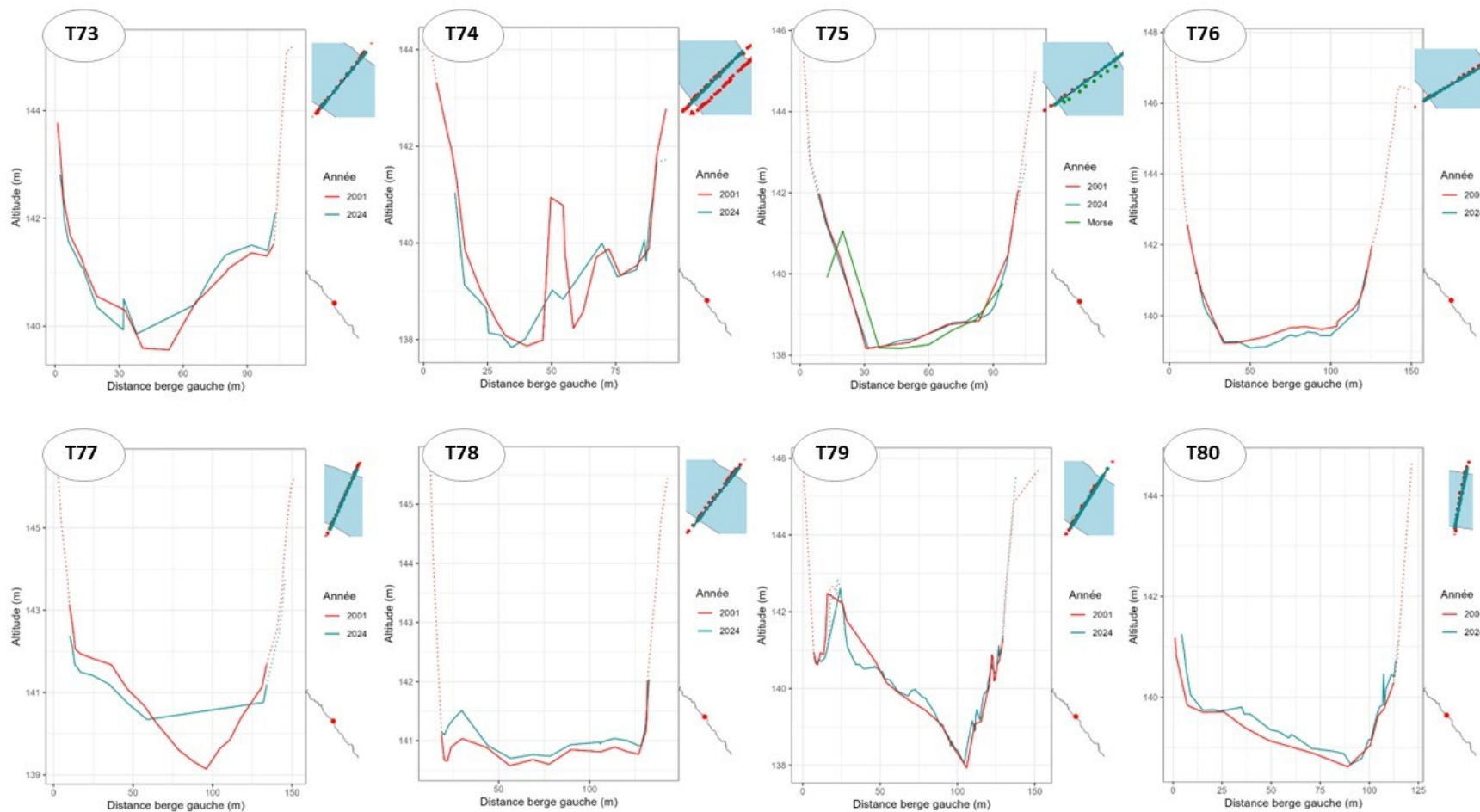


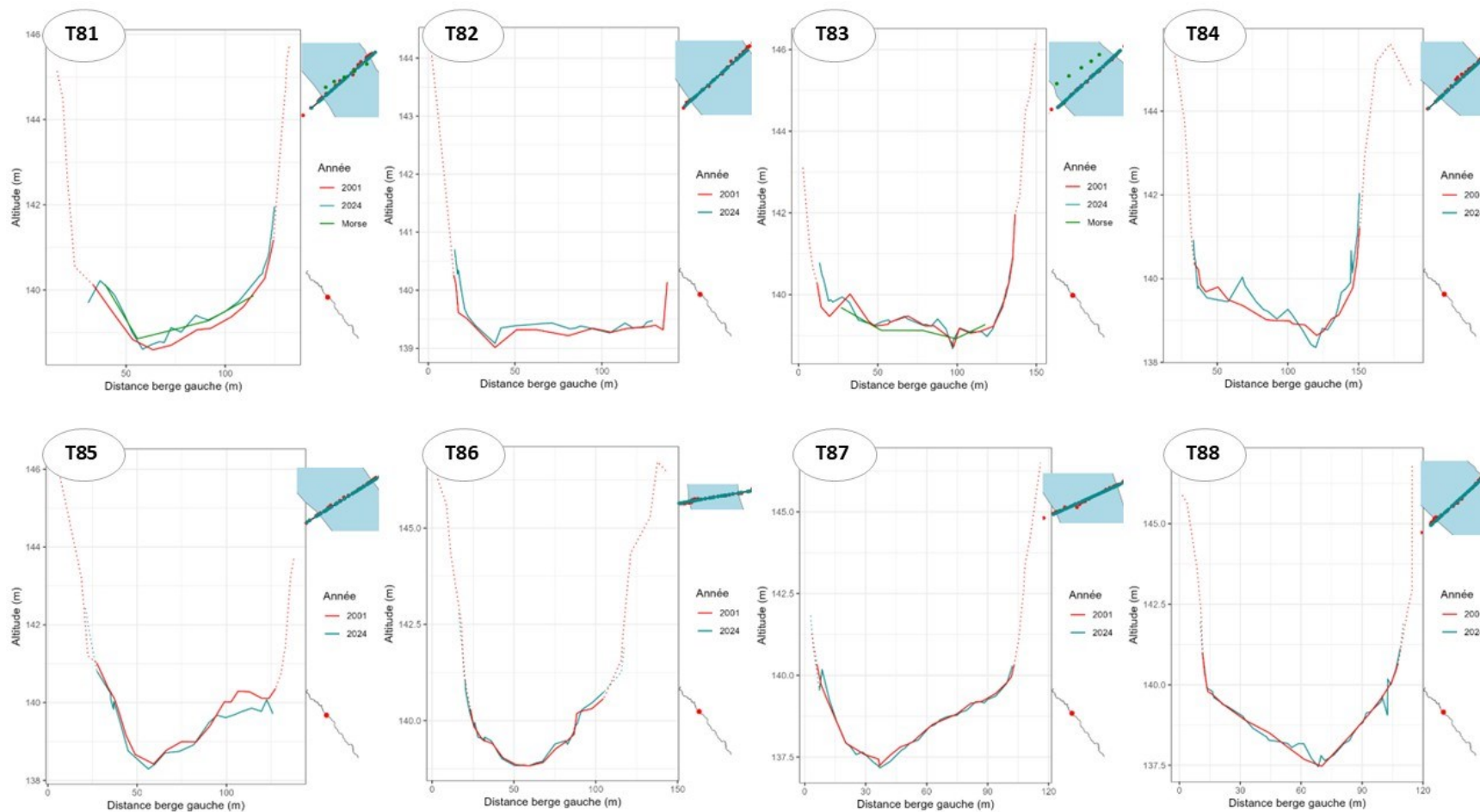


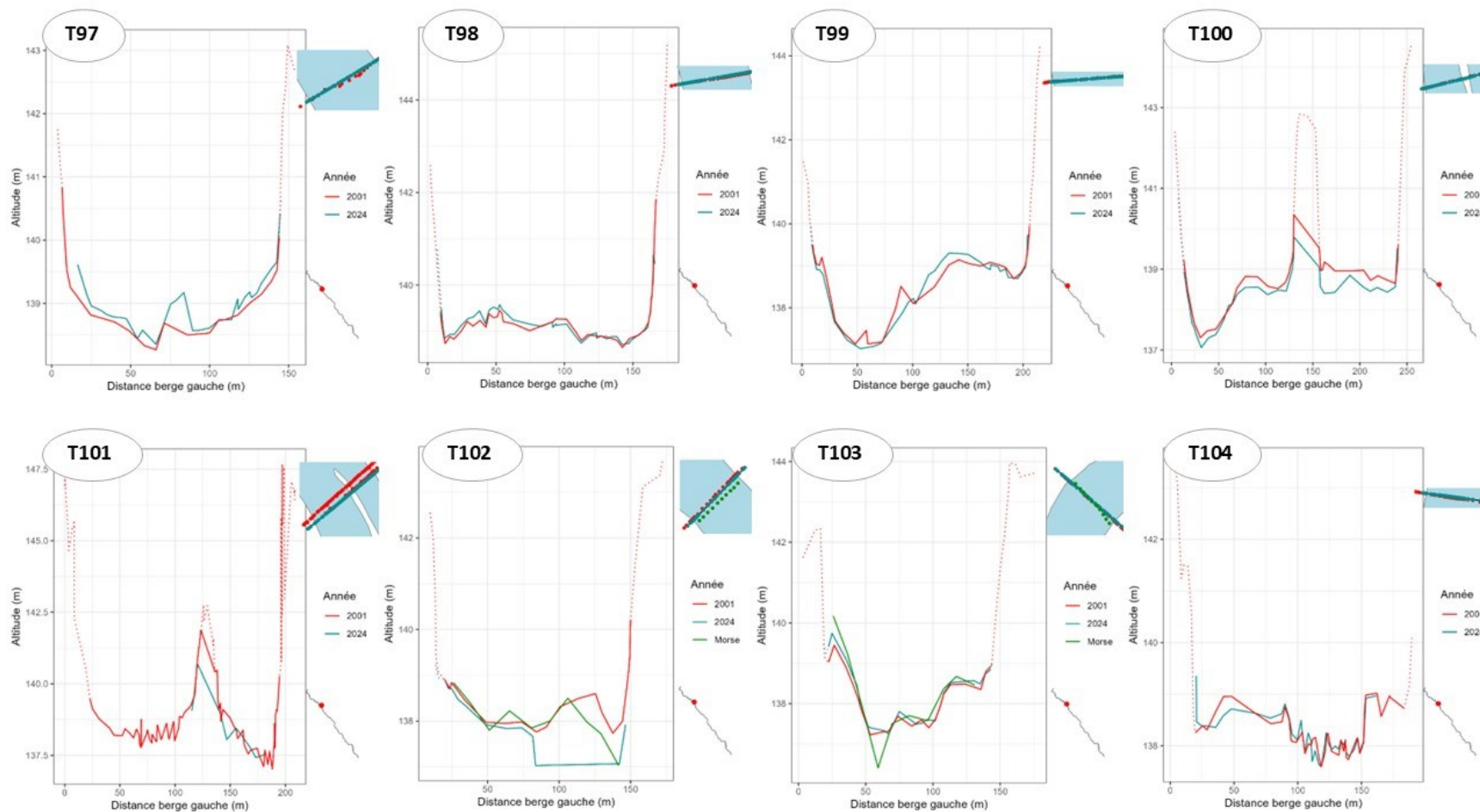


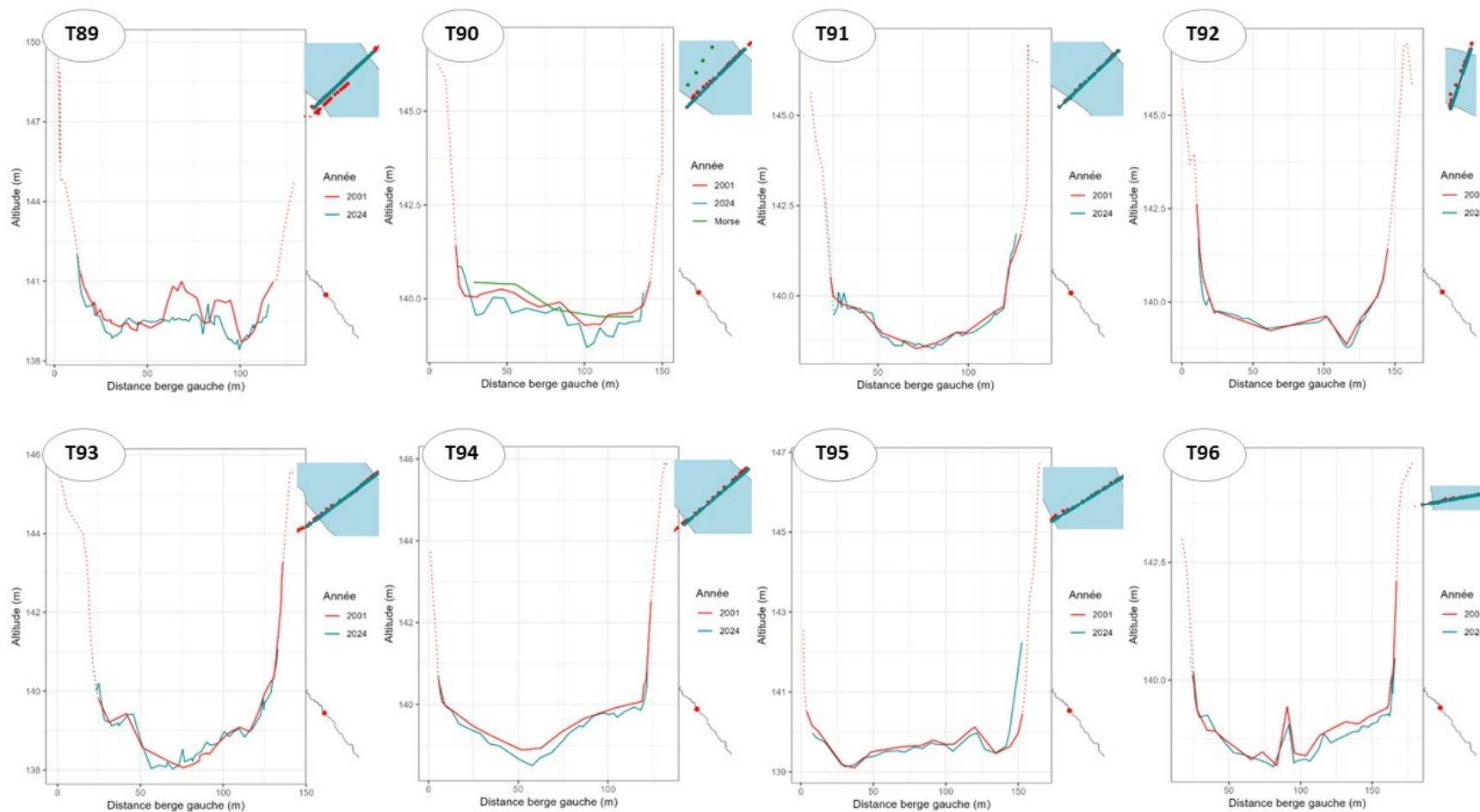


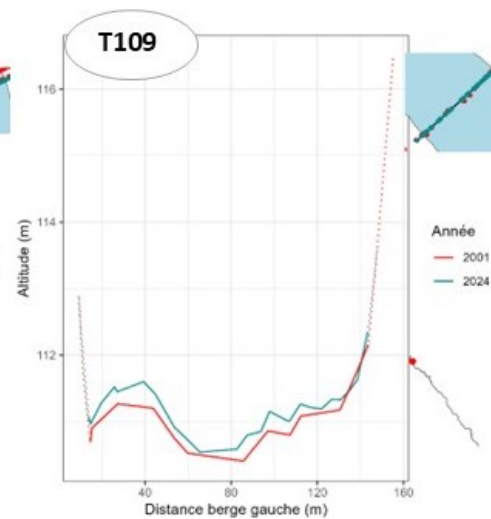
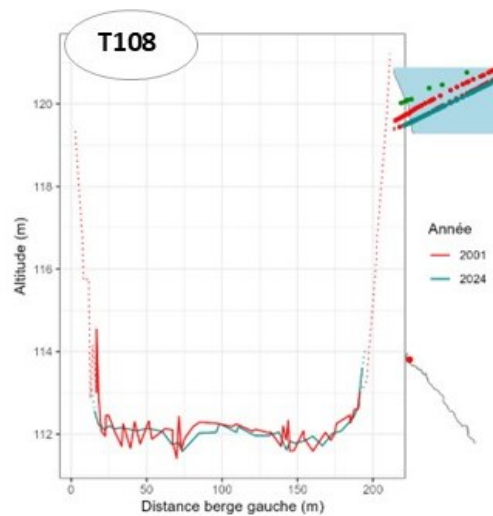
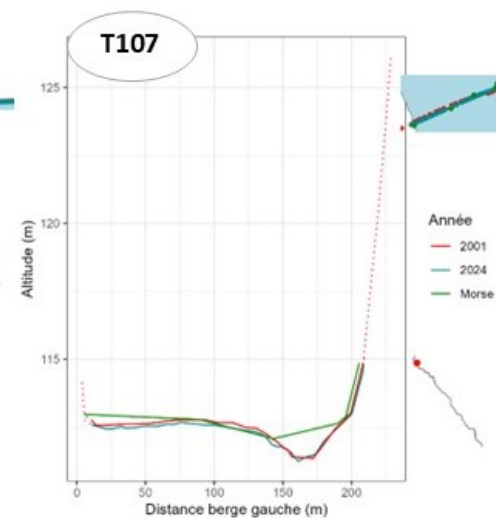
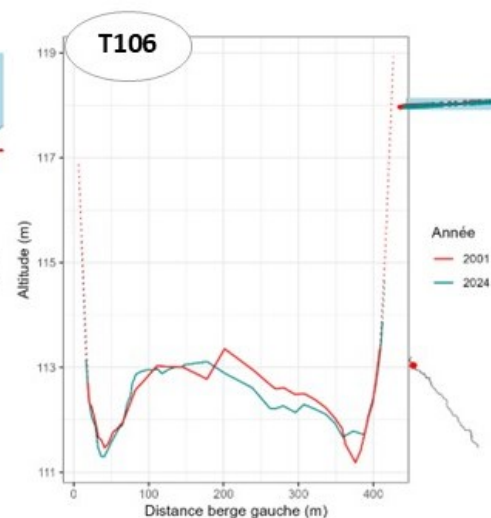
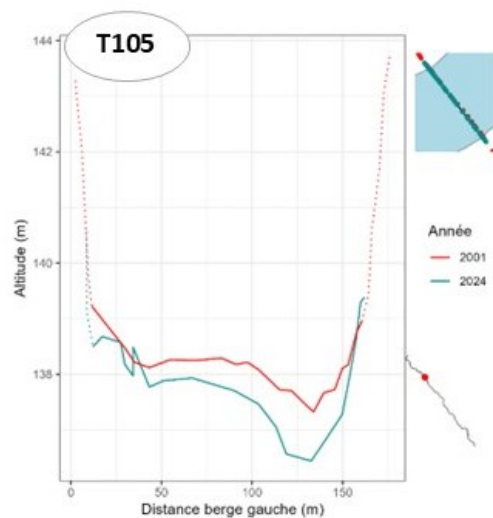




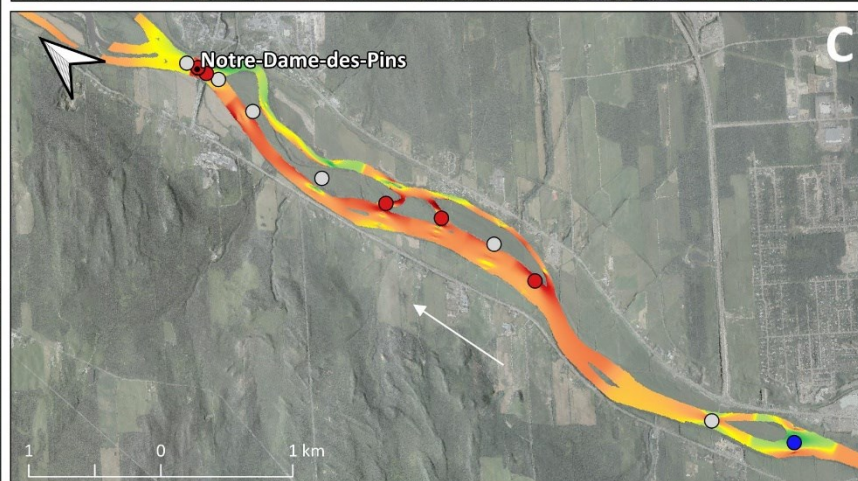
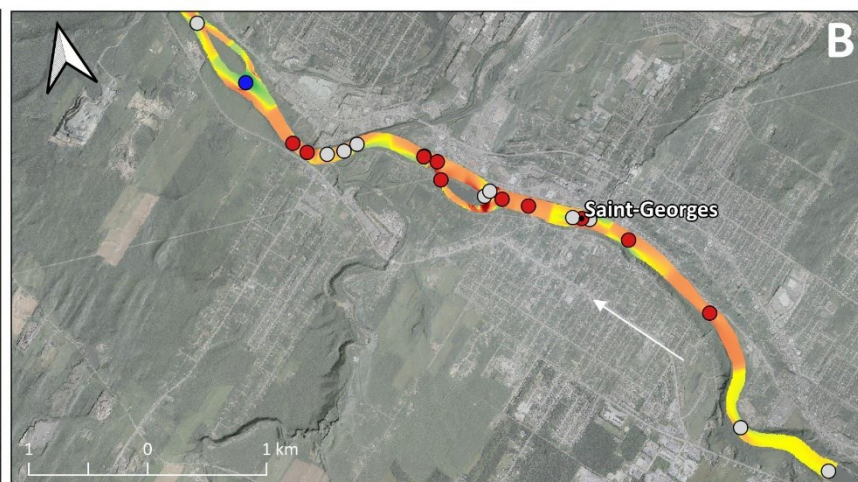
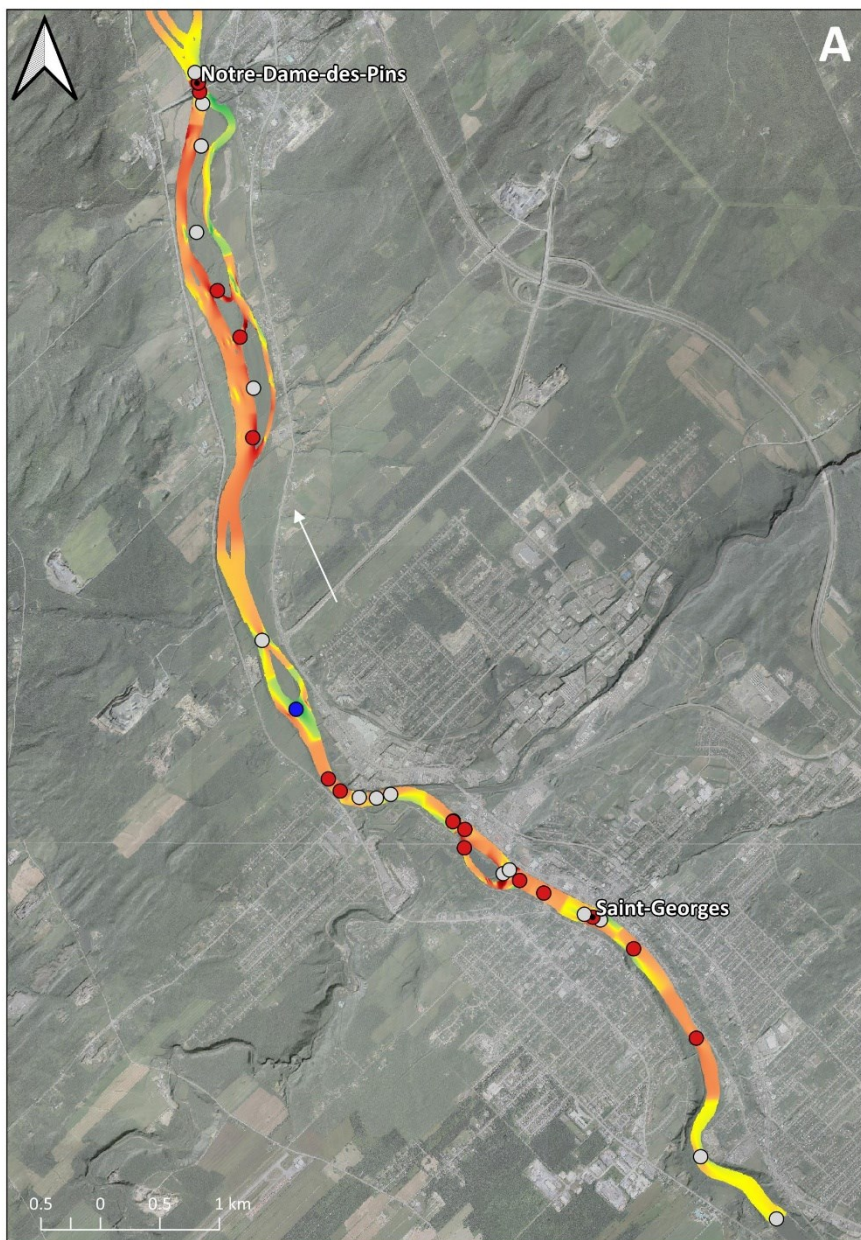








**Annexe 3 : Résultats du bilan sédimentaire entre 2001 et 2024 dans le tronçon Sartigan
- Saint-Lambert.**



→ Sens de l'écoulement

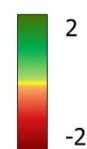
Processus HGM

● Accumulation

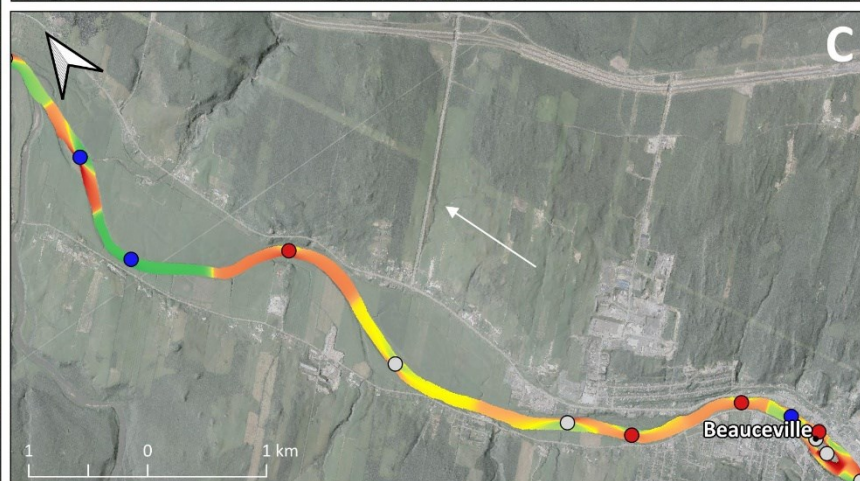
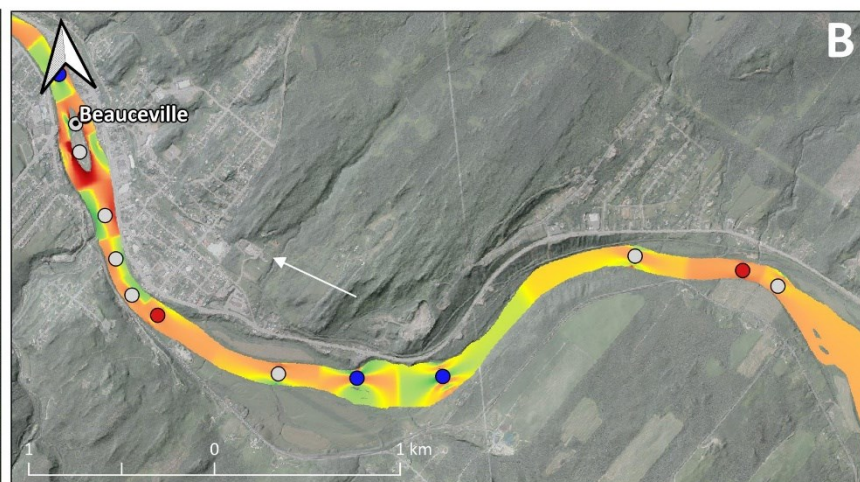
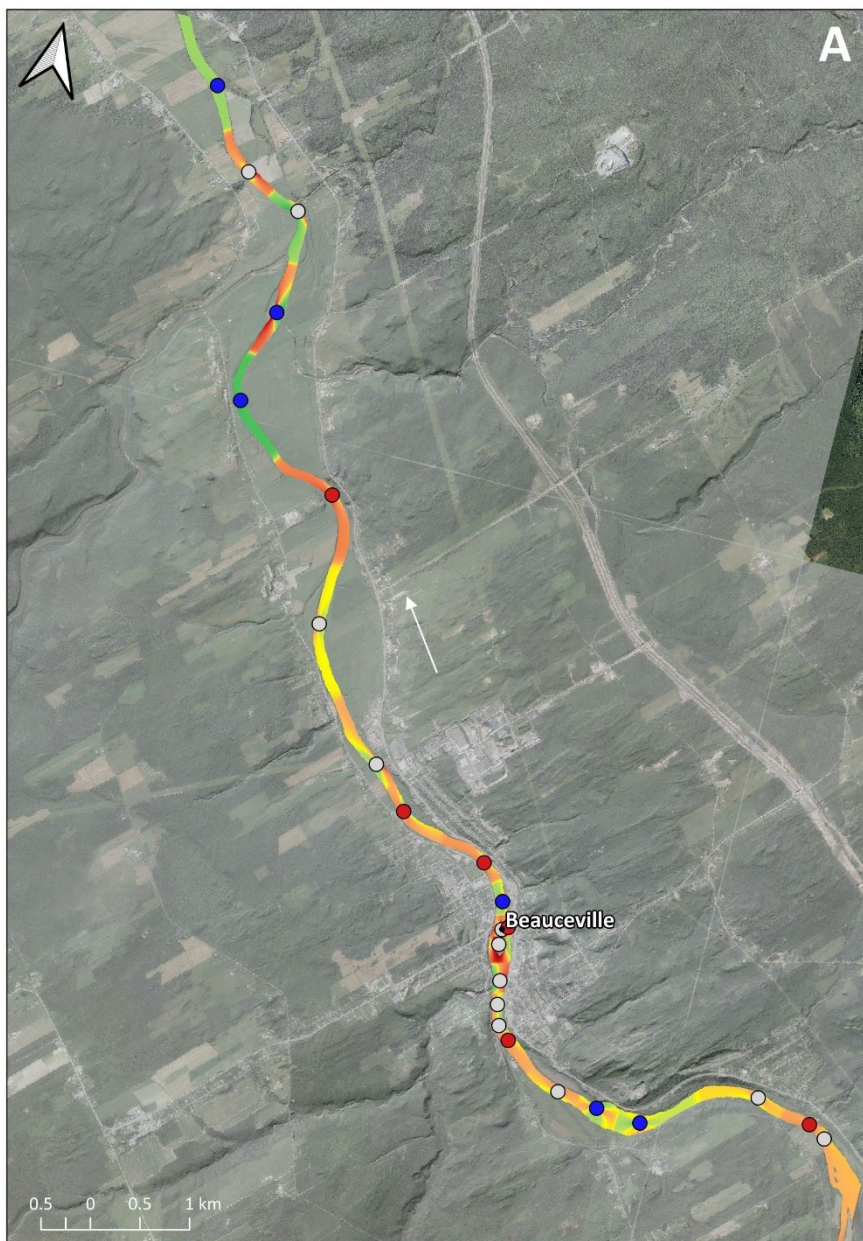
● Érosion

○ Stable

Différence altimétrique (m)



Date: décembre 2025 Références: LERGA
Auteur: Johan Bérubé (2025), MRNF (2025)



→ Sens de l'écoulement

Processus HGM

● Accumulation

● Érosion

○ Stable

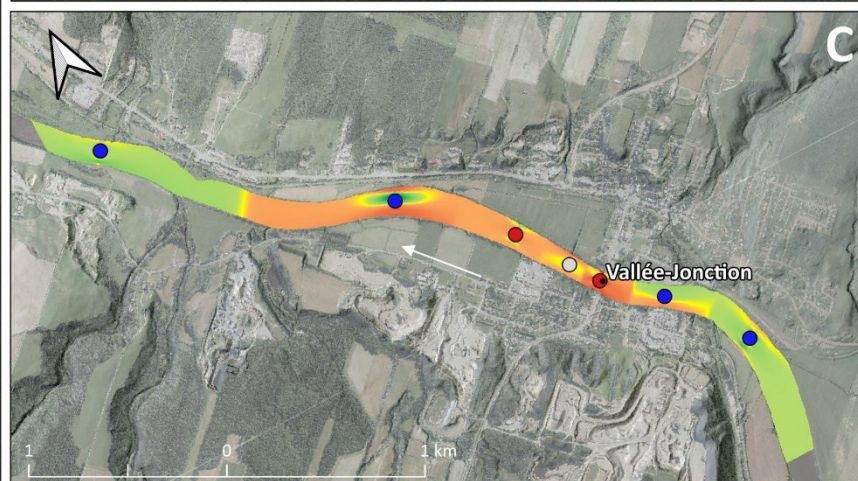
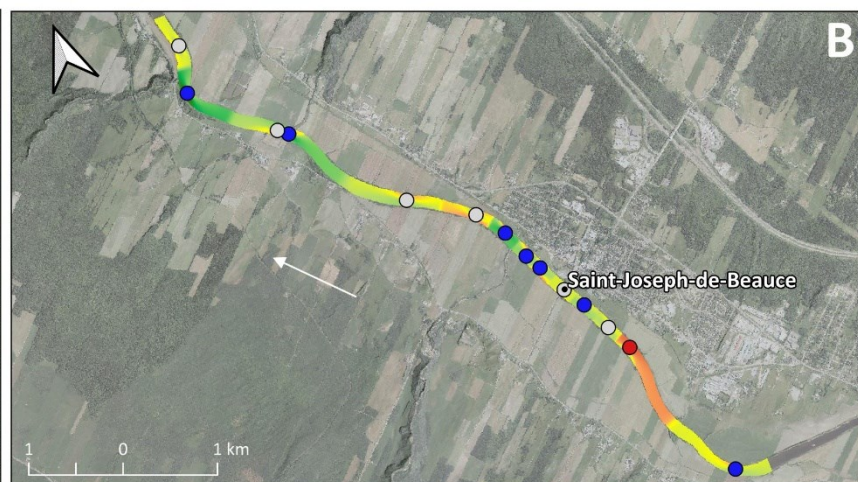
Différence altimétrique (m)

2

-2



Date: décembre 2025 Références: LERGA
Auteur: Johan Bérubé (2025), MRNF (2025)



→ Sens de l'écoulement

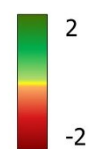
Processus HGM

● Accumulation

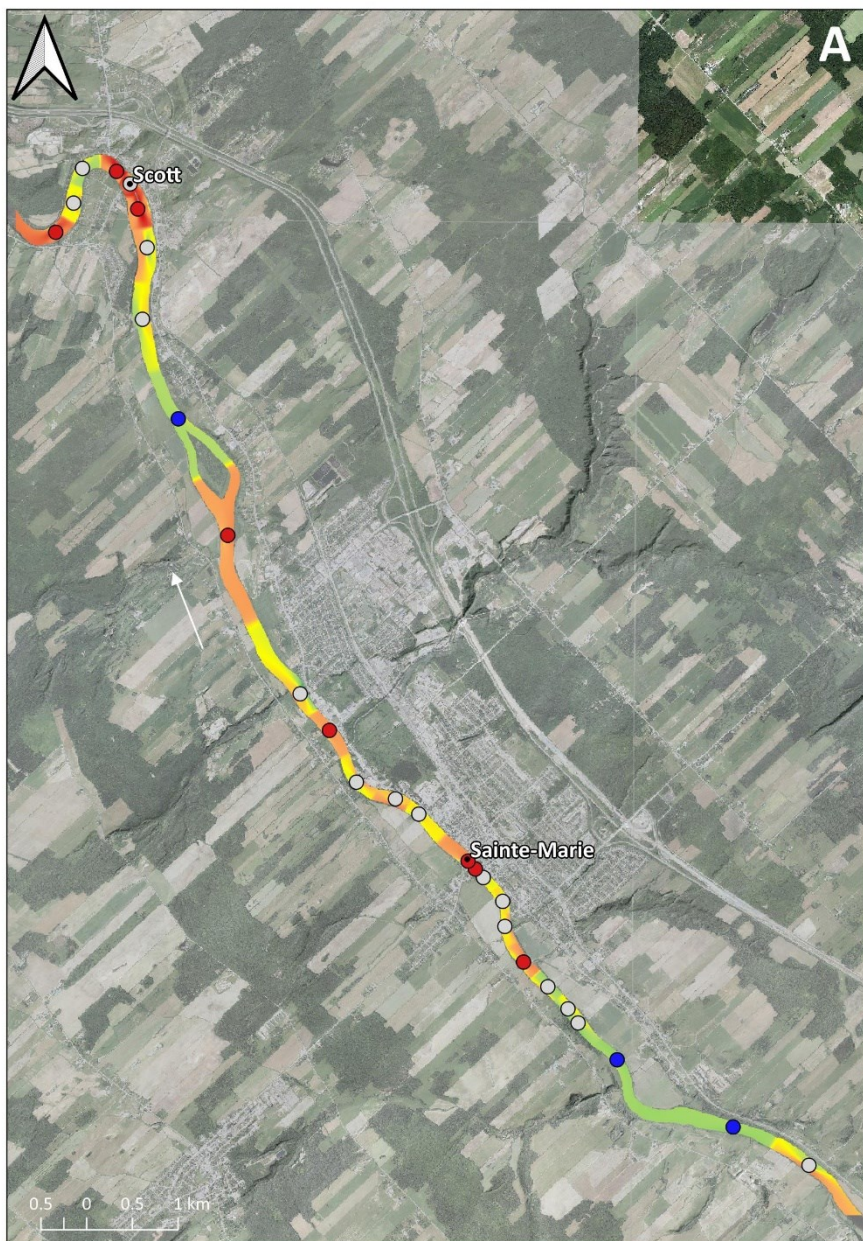
● Érosion

○ Stable

Différence altimétrique (m)



Date: décembre 2025 Références: LERGA
Auteur: Johan Bérubé (2025), MRNF (2025)



→ Sens de l'écoulement

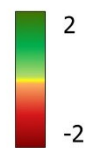
Processus HGM

● Accumulation

● Érosion

○ Stable

Différence altimétrique (m)



Date: décembre 2025 Références: LERGA
Auteur: Johan Bérubé (2025), MRNF (2025)

Annexe 4 : Recension de la littérature sur l'impact du dragage sur la géomorphologie et l'habitat du poisson.

Kondolf, G. M. (1997). PROFILE: hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental management*, 21(4), 533-551.

RÉSUMÉ: Les rivières transportent des sédiments depuis les hautes terres en érosion vers des zones de dépôt situées près du niveau de la mer. Si la continuité du transport sédimentaire est interrompue par des barrages ou par l'extraction de sédiments du lit fluvial (comme l'exploitation de graviers), l'écoulement peut devenir pauvre en sédiments (« eau affamée ») et avoir tendance à éroder le lit et les berges du cours d'eau, entraînant une incision du chenal (creusement), un grossissement des matériaux du lit et une perte des graviers de frai pour les saumons et les truites (les petits graviers étant transportés sans remplacement depuis l'amont). Du gravier est ajouté artificiellement au Rhin pour prévenir une incision supplémentaire, et à de nombreuses autres rivières dans le but de restaurer les habitats de frai. Il est possible de faire passer les sédiments entrants à travers certains petits réservoirs, maintenant ainsi la continuité du transport sédimentaire dans le système. Les barrages et l'exploitation minière ont réduit l'apport de sédiments des rivières vers de nombreuses zones côtières, ce qui a accéléré l'érosion des plages. Le sable et le gravier sont extraits des lits fluviaux et des plaines inondables pour servir d'agrégats dans la construction. L'exploitation dans le lit du cours d'eau provoque souvent une incision, qui peut se propager en amont et en aval du site minier, fragiliser les ponts, induire une instabilité du chenal et abaisser les nappes alluviales. Les fosses d'extraction de gravier en plaine inondable peuvent devenir des habitats fauniques après réhabilitation, mais elles risquent d'être captées par le chenal actif et de devenir ainsi des fosses en lit de rivière. La gestion du sable et du gravier dans les rivières doit se faire à l'échelle régionale, en restaurant la continuité du transport sédimentaire lorsque cela est possible et en favorisant des sources alternatives aux agrégats issus des rivières.

Gob, F., Houbrechts, G., Hiver, J. M. et Petit, F. 2005. «River dredging, channel dynamics and bedload transport in an incised meandering river (the River Semois, Belgium)). *River Research and Applications*, vol. 21, no 7, p. 791-804.

RÉSUMÉ: Le dragage dans les rivières de l'Ardenne est généralement réalisé à une échelle plus réduite que celle décrite dans la littérature et n'est pas mené à des fins commerciales. Les extractions dans le lit de la rivière sont effectuées afin de prévenir les inondations ; par conséquent, la quantité de gravier extraite est limitée. Cette étude vise à évaluer l'impact du dragage et la résilience du lit de la Semois. Cette rivière, située au sud de la région ardennaise, se caractérise par de grands méandres encaissés, une plaine inondable étroite, peu de bancs de galets, de nombreux affleurements rocheux et un stock sédimentaire limité. Le lit est particulièrement plat et peu profond, et le débit de plein bord ($130 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) est fréquemment atteint (0,9 an). Des galets traceurs ont permis de déterminer les paramètres critiques (débit, critère de Shields et puissance du courant), le diamètre des sédiments mobilisés et la distance de

transport. Une importante campagne de dragage a conduit à la formation d'un chenal d'environ 1 km de long et 2 m de profondeur, qui a fonctionné comme piège à sédiments. Des profils topographiques réalisés avant et après la campagne de dragage, puis à nouveau quatre ans plus tard ont permis d'estimer le débit de charriage ($1,1 \text{ t km}^{-1} \text{ an}^{-1}$). Afin d'examiner l'efficacité du piège à sédiments, les équations de transport sédimentaire de Meyer-Peter et Müller, Schoklitsch, Bagnold et Martin ont été appliquées. À l'exception de l'équation de Bagnold (1980), les valeurs observées et celles calculées théoriquement sont relativement proches. Entre octobre 1997 et juin 2001, 5010 t ont été piégées dans le chenal. Pour la même période, les équations estiment des valeurs comprises entre 6147 et 10 571 t. La surestimation des calculs théoriques pourrait résulter d'un déficit d'alimentation sédimentaire lié aux caractéristiques du bassin et à la fréquence et l'ampleur des crues durant la période d'étude. Compte tenu de l'importance du taux de transport solide, un retour à l'état initial du lit (avant dragage) pourrait être attendu après environ dix ans. Malgré l'ampleur de la campagne de dragage pour une rivière de cette taille, ses effets en matière de prévention des inondations demeurent limités.

Rinaldi, M., Simoncini, C. and Piégay, H. (2009), Scientific design strategy for promoting sustainable sediment management: the case of the Magra River (Central-Northern Italy). *River Res. Applic.*, 25: 607-625.

RÉSUMÉ: La rivière Magra (Italie centre-septentrionale) et son principal affluent, la rivière Vara, ont été fortement affectés par l'extraction de sédiments et d'autres perturbations humaines qui ont provoqué une incision du chenal ainsi qu'une série d'effets environnementaux négatifs associés. En conséquence, l'Autorité de bassin de la rivière Magra a récemment mis en œuvre une nouvelle politique de gestion fluviale fondée sur la compréhension et l'analyse des processus géomorphologiques. Cet article décrit et illustre une méthodologie qui définit une stratégie scientifiquement fondée pour promouvoir une gestion durable, à l'avenir, des sédiments et des processus de chenal au sein de ce bassin versant. La méthodologie repose sur un diagnostic intégrant des analyses rétrospectives de la géométrie du chenal, des causes des changements observés et des bilans hydrauliques de sédiments permettant d'évaluer le transport potentiel. L'ensemble de ces données est synthétisé au moyen d'une approche multicritère afin d'élaborer une stratégie globale de gestion des sédiments du lit à moyen terme (c'est-à-dire sur quelques décennies). Une méthode pratique permettant d'identifier les sources potentielles de sédiments à l'échelle du bassin versant et de favoriser leur transfert est également présentée. Enfin, une « carte des stratégies de gestion des sédiments » est proposée, synthétisant tous les aspects étudiés (évolution morphologique, bilans sédimentaires et considérations relatives au réapprovisionnement potentiel en sédiments).

Bourdon, Philippe (2013). *Analyse de l'ajustement morphosédimentaire d'une rivière divagante à des travaux d'excavation de sédiments : le cas de la rivière de l'Anse Pleureuse en Gaspésie*. Mémoire. Rimouski, Québec, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, 135 p.

RÉSUMÉ : Cette étude vise à documenter, par le biais d'un diagnostic hydrogéomorphologique, la réponse morphodynamique d'une rivière divagante soumise à des travaux d'excavation pour augmenter l'espacement hydraulique et supprimer un banc à proximité d'une traverse de cours d'eau. Notre hypothèse est que les travaux affectent l'équilibre morphologique et, par conséquent, la stabilité du cours d'eau par l'activation des processus tels que l'érosion régressive et progressive. Un suivi topométrique et granulométrique de deux ans a permis de quantifier les ajustements géomorphologiques alors que des analyses historiques ont amené à reconnaître le comportement et la trajectoire hydrogéomorphologique de la rivière. Des événements en relation avec des perturbations dans le régime sédimentaire ont pu être identifiés. Avec un comblement de 52% de la portion draguée, il apparaît que le dragage n'a qu'un effet temporaire puisque le comblement de la fosse débute dès le premier événement morphogène et les formes du lit se rétablissent également selon ce même délai dans la fosse d'excavation. L'impact majeur concerne l'augmentation de l'instabilité du tracé en plan en amont de la zone draguée où l'érosion régressive a provoqué l'enlèvement d'un embâcle de concavité qui protégeait la berge gauche. Il en résulte l'activation de la migration latérale de cette berge qui pourrait devenir problématique pour la sécurité de la route. L'analyse historique a mis en lumière le dynamisme de la rivière, qui se traduit par des pulsations épisodiques de la largeur du chenal dont les variations sont de l'ordre de 10 mètres sur une moyenne de largeur de 25 mètres. Les résultats suggèrent que les travaux de dragage n'ont atteint leurs objectifs que pour une période très courte et que d'autres travaux seront nécessaires. Plus important, les résultats montrent que l'absence de considérations géomorphologiques dans le processus de gestion des cours d'eau amène à réaliser des travaux dont les effets peuvent être non désirés qui rendent caduque l'intervention même.

Belletti, B., Nardi, L. & Rinaldi, M. Diagnosing problems induced by past gravel mining and other disturbances in Southern European rivers: the Magra River, Italy. *Aquat Sci* 78, 107–119 (2016).

RÉSUMÉ: Le cadre hiérarchique multi-échelle développé dans le cadre du projet REFORM, pour l'étude du fonctionnement des tronçons fluviaux et de leurs bassins versants, a été appliqué au bassin de la rivière Magra (Nord de la Toscane, Italie). La rivière Magra est un cours d'eau à lit de graviers particulièrement dynamique, qui a subi d'importants ajustements morphologiques au cours du dernier siècle (notamment incision et rétrécissement du chenal). Le cadre REFORM a donc été utilisé afin (1) d'identifier les lieux et les causes de ces ajustements, et (2) d'évaluer la manière dont différents tronçons ont réagi à des activités humaines spécifiques (changements d'occupation du sol, barrages, extraction de graviers). L'objectif de ce travail est de fournir des informations utiles à une gestion durable et à la restauration des rivières. Conformément au cadre méthodologique, toutes les unités spatiales pertinentes (du bassin versant à l'échelle du tronçon) ont d'abord été délimitées puis caractérisées plus en détail. Ensuite, un résumé des trajectoires

de changement liées aux impacts anthropiques a été établi. Combiné à une analyse des principales pressions humaines influençant encore le système fluvial, cela a permis de définir les conditions actuelles à l'échelle des tronçons. Enfin, les connaissances acquises dans les parties précédentes ont été intégrées afin de mieux comprendre les conditions actuelles de la rivière et les facteurs contrôlant les changements passés, ainsi que de permettre la formulation de quelques scénarios futurs. Cette dernière analyse s'est concentrée sur deux tronçons situés dans un segment sensible et relativement peu impacté, afin de mieux illustrer la capacité interprétative du cadre hiérarchique. Le cadre a été appliqué en combinant les connaissances issues d'études antérieures et le calcul d'indicateurs supplémentaires pertinents. Cette étude a démontré l'utilité du cadre hiérarchique pour diagnostiquer les problèmes et soutenir les stratégies de gestion dans un bassin versant de rivière à lit de graviers de taille moyenne.

Sims, A. J., & Rutherford, I. D. (2017). Management responses to pulses of bedload sediment in rivers. *Geomorphology*, 294, 70-86.

RÉSUMÉ: Les rivières peuvent subir des pulses soudains de sédiments, issus de processus d'érosion naturels ou anthropiques, qui peuvent s'accumuler dans le lit. De nombreuses études ont examiné les sources et la dynamique de ces pulses sédimentaires, ainsi que les problèmes qu'ils engendrent, notamment les inondations, les avulsions et la simplification des habitats. En revanche, beaucoup moins de travaux ont porté sur les actions possibles des gestionnaires face à ces pulses, et c'est l'objectif de cette synthèse. La première option pour les gestionnaires consiste à ne rien faire, une décision qui peut être éclairée par de nombreuses études de cas et par la théorie relative à la propagation et aux caractéristiques des pulses sédimentaires (leur diffusion, leur translation et leur célérité). Le choix de ne rien faire doit néanmoins tenir compte des effets secondaires des pulses sur les chenaux, notamment l'élargissement, les avulsions et les interactions avec les affluents. Si les gestionnaires estiment qu'une intervention est nécessaire, quatre options s'offrent à eux : (1) réduire l'apport sédimentaire à la source, (2) piéger les sédiments dans le chenal, (3) accélérer le transport sédimentaire dans un tronçon, et (4) extraire directement les sédiments. La plus courante de ces actions est sans aucun doute la réduction de l'apport à la source, mais il existe peu d'exemples documentant ses conséquences sur les pulses sédimentaires. Les exemples de piégeage, d'accélération ou d'extraction sont encore plus rares. Toutes ces options présentent un fort potentiel pour la gestion des pulses sédimentaires, mais elles peuvent également déclencher une incision des affluents et du chenal en amont de la vague sédimentaire. Globalement, la littérature permet aux gestionnaires de comprendre la dynamique des pulses sédimentaires, mais elle ne leur fournit pas encore les outils nécessaires pour gérer ces événements géomorphologiques avec confiance.

Juarez, A., Alfredsen, K., Stickler, M., Adeva-Bustos, A., Suarez, R., Seguin-García, S., & Hansen, B. (2021). A conflict between traditional flood measures and maintaining river ecosystems? a case study based upon the river lærdal, norway. *Water*, 13(14), 1884.

RÉSUMÉ: Les inondations comptent parmi les catastrophes naturelles les plus dommageables, et l'on s'attend à ce que leur ampleur et leur fréquence augmentent sous l'effet des changements climatiques et des modifications de l'utilisation des terres. En conséquence, une grande attention a été portée à l'ingénierie de mesures structurelles d'atténuation des crues dans les rivières. Les mesures traditionnelles de protection contre les inondations, telles que les digues et le dragage du chenal, menacent les plaines inondables et les écosystèmes fluviaux, mais au cours de la dernière décennie, la réconciliation durable des écosystèmes d'eau douce a progressé. Toutefois, on trouve encore de nombreuses zones où ces mesures traditionnelles sont proposées, et il demeure difficile de disposer d'outils permettant d'évaluer différentes mesures et de quantifier leurs impacts potentiels. Dans cet article, nous nous concentrons sur la rivière Lærdal, en Norvège, afin (i) de présenter le dilemme entre les mesures traditionnelles de lutte contre les inondations et le maintien des écosystèmes fluviaux, et (ii) de quantifier l'efficacité et les impacts de différentes solutions à l'aide de modèles hydrauliques 2D, de données de télédétection, d'analyses économiques et d'indicateurs paysagers. Nos résultats montrent que les mesures de protection contre les crues peuvent entrer en conflit sérieux avec la protection de l'environnement et la législation visant à préserver la biodiversité et les types de milieux naturels essentiels.