

DIAGNOSTIC DU CYCLE DE L'EAU ET SOURCES DE
CONTAMINATION EN CONTEXTE DE
FORÇAGE ANTHROPIQUE: CAS DU RUISSEAU
ROUSSE, QUÉBEC

par

Benjamin BOUAKLINE

MÉMOIRE PAR ARTICLES PRÉSENTÉ À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE
SUPÉRIEURE COMME EXIGENCE PARTIELLE À L'OBTENTION DE
LA MAÎTRISE AVEC MÉMOIRE EN GÉNIE DE L'ENVIRONNEMENT
M. SC. A.

MONTRÉAL, LE 14 MAI 2026

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

©Tous droits réservés, Benjamin Bouakline, 2026

©Tous droits réservés

Cette licence signifie qu'il est interdit de reproduire, d'enregistrer ou de diffuser en tout ou en partie, le présent document. Le lecteur qui désire imprimer ou conserver sur un autre media une partie importante de ce document, doit obligatoirement en demander l'autorisation à l'auteur.

PRÉSENTATION DU JURY
CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ
PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

Janie Masse-Dufresne, directrice de mémoire
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Florent Barbecot, codirecteur de mémoire
Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère à l'Université du Québec à Montréal

Adrien Dimech, président du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Mathieu Lapointe, membre du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 20 AVRIL 2026

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Janie Masse-Dufresne pour sa confiance, son temps, son savoir et sa gentillesse tout au long de cette aventure. Merci de m'avoir introduit au monde scientifique avec la plus grande rigueur possible. Merci de m'avoir permis d'acquérir bien plus d'expérience que ce que j'imaginai au début de ma maîtrise, et enfin de m'avoir permis de me forger dans le monde des conférences scientifiques. Merci de m'avoir autant épaulé jusqu'à la soumission du mémoire.

Merci à Christin Mueller et Florent Barbecot pour leur soutien, leur appui et leur savoir. Merci d'avoir pris le temps de m'aider dans ce projet, de me faire prendre du recul et de tenter de me faire approcher l'excellence.

Un grand merci à l'équipe Hydrosience UQAM-ÉTS pour le support et l'esprit d'équipe, ainsi qu'à ces réunions bibliographiques qui m'ont permis de progresser dans ma réflexion. Merci à Antoine Picard de m'avoir offert l'opportunité de vivre une expérience de campagne scientifique (hiver 2024) et de m'avoir intégré à un projet de recherche. Un grand merci à Jean-François Vallée-Ross pour son temps, son engagement et son travail dans la mise en place des courbes de tarage au ruisseau Rousse. Merci à Bouthaina Sehli pour son temps et son travail lors des différentes campagnes hivernales au ruisseau Rousse.

Merci à COBAMIL, la Sépaq et Mitacs pour leur soutien dans le cadre de ce projet.

Enfin, merci à mes parents et à ma sœur d'avoir toujours été à mes côtés, même si 6000 km nous séparent. Merci de m'avoir permis de garder le cap et d'arriver aujourd'hui à rédiger ces remerciements.

Encore une fois, merci à toutes les personnes que j'ai croisées au cours de ce mémoire. Merci d'avoir été là.

DIAGNOSTIC DU CYCLE DE L'EAU ET SOURCES DE CONTAMINATION EN CONTEXTE DE FORÇAGE ANTHROPIQUE: CAS DU RUISSEAU ROUSSE, QUÉBEC

Benjamin BOUAKLINE

RÉSUMÉ

Le bassin versant du ruisseau Rousse (Oka, Québec) est un territoire agricole périurbain où l'intensification des pressions anthropiques, prélèvements en eau, ruissellement agricole et rejets industriels, a progressivement dégradé la qualité des ressources hydriques, menaçant à la fois leur disponibilité et l'intégrité écologique de son exutoire protégé, la Grande Baie du Parc national d'Oka. Dans un contexte aggravé par les changements climatiques, concilier la production agricole avec la préservation de la biodiversité aquatique impose de repenser en profondeur les interactions entre les activités humaines et le cycle de l'eau à l'échelle locale. C'est dans cette perspective qu'a été mis sur pied le Lab-Eau-Rousse, un laboratoire vivant dont l'objectif est d'améliorer la disponibilité et la qualité de l'eau en milieu agricole par l'identification de solutions d'adaptation du cycle de l'eau. Le présent projet de recherche s'inscrit dans la première phase de cette initiative, axée sur le développement de méthodes de diagnostic et de suivi du cycle de l'eau et de la qualité des ressources, à travers une approche multi-traceurs combinant isotopes stables de l'eau, ions majeurs, fluorescence de la matière organique dissoute et radon-222, déployée à six stations de surveillance (SW1–SW6) entre novembre 2023 et décembre 2024.

Les analyses isotopiques, corroborées par les données de conductivité électrique et d'ions majeurs, révèlent des périodes hydrologiques contrastées : une période hivernale dominée par les apports souterrains, une période printanière marquée par la contribution de la fonte des neiges au ruissellement de surface, et une période estivale-automnale davantage influencée par le ruissellement de surface et les précipitations. Ce cadre hydrologique structure l'ensemble des dynamiques de transport de solutés observées. En hiver, la dominance du débit de base souterrain homogénéise la chimie du cours d'eau et concentre les nitrates au niveau des zones de résurgences des eaux souterraines. Au printemps, la fonte du manteau neigeux active un mécanisme de premier lessivage qui génère les charges en nitrates les plus élevées de l'année à l'échelle du

VIII

bassin versant. En période estivale et automnale, l'accroissement du ruissellement de surface mobilise le carbone organique dissous depuis la zone en amont et amplifie les apports diffus en nitrates du tronçon médian, produisant une variabilité spatiale des contaminants nettement plus marquée. Un modèle de bilan de masse basé sur le radon-222 a permis de quantifier spatialement ces apports souterrains, avec des proportions atteignant jusqu'à 62,6 % en période d'étiage et au niveau du tronçon en amont. L'exportation de nitrates est principalement contrôlée par la fonte des neiges via un mécanisme de premier lessivage, tandis que des apports agricoles diffus dominant au printemps et en été. La recommandation ministérielle du Conseil Canadien des ministres de l'environnement (CCME) de 3 mg-N/L est régulièrement dépassé, notamment en amont où la concentration maximale atteint 7,05 mg-N/L en automne. La matière organique dissoute est d'origine majoritairement allochtone, avec la zone humide adjacente à SW2 comme principale source de carbone organique dissous.

Les conditions hydroclimatiques atypiques de 2023–2024, hiver peu enneigé, été exceptionnellement pluvieux, automne sec, constituent un analogue partiel des trajectoires climatiques projetées pour le sud du Québec et soulignent la vulnérabilité croissante du bassin aux événements extrêmes. Ces résultats soulignent le besoin d'une caractérisation approfondie des zones humides du bassin versant, la nécessité de préserver ces dernières et l'importance d'optimiser les pratiques agricoles dans les secteurs les plus vulnérables.

DIAGNOSIS OF THE WATER CYCLE AND SOURCES OF CONTAMINATION UNDER ANTHROPOGENIC FORCING: THE CASE OF THE RUISSEAU ROUSSE, QUEBEC

BENJAMIN BOUAKLINE

ABSTRACT

The Ruisseau Rousse watershed (Oka, Québec) is a periurban agricultural territory where the intensification of anthropogenic pressures, water withdrawals, agricultural runoff, and industrial discharges, has progressively degraded water resource quality, threatening both their availability and the ecological integrity of its protected outlet, the Grande Baie within Parc national d'Oka. In a context further compounded by climate change, reconciling agricultural production with the preservation of aquatic biodiversity requires a fundamental rethinking of the interactions between human activities and the local water cycle. It is within this framework that the Lab-Eau-Rousse was established as a living laboratory, with the overarching goal of improving water availability and quality in agricultural settings through the identification of adaptive solutions for water cycle management. The present research project constitutes the first phase of this initiative, focused on the development of diagnostic and monitoring methods for the water cycle and water resource quality, through a multi-tracer approach combining stable water isotopes, major ions, dissolved organic matter fluorescence, and radon-222, deployed across six monitoring stations (SW1–SW6) from November 2023 to December 2024.

Isotopic analyses, corroborated by electrical conductivity and major ion data, reveal contrasting hydrological periods: a winter period dominated by groundwater contributions, a spring period marked by snowmelt contributions to surface runoff, and a summer–autumn period characterized by increased surface runoff and precipitation influence. This hydrological framework governs all solute transport dynamics observed in the system. In winter, the dominance of groundwater baseflow homogenizes stream chemistry and concentrates nitrates at groundwater discharge zones. In spring, snowmelt activates a first-flush mechanism that generates the highest annual nitrate loads at the watershed scale. During the summer–autumn period, the increase in surface runoff mobilizes dissolved organic carbon from the upstream zone

and amplifies diffuse nitrate inputs from the midstream reach, producing markedly greater spatial variability in contaminant concentrations. A radon-222 mass balance model spatially quantified groundwater inputs, with proportions reaching up to 62.6% during low-flow conditions in the upstream reach. Nitrate export is primarily driven by snowmelt through a first-flush mechanism, while diffuse agricultural inputs dominate during spring and summer. The ministerial recommendation (CCME) of 3 mg-N/L is regularly exceeded, notably upstream where the maximum concentration reaches 7.05 mg-N/L in autumn. Dissolved organic matter is predominantly allochthonous, with the wetland zone adjacent to SW2 identified as the main source of dissolved organic carbon.

The atypical hydroclimatic conditions of 2023–2024, reduced winter snowpack, exceptionally wet summer, and dry autumn, represent a partial analogue of projected climate trajectories for southern Québec and highlight the watershed's growing vulnerability to extreme events. These findings underscore the need for a thorough characterization of the watershed's wetland zones, the necessity of preserving them, and the importance of optimizing agricultural practices in the most vulnerable sectors.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE	5
1.1 Fonctionnement hydrologique des bassins versants	5
1.1.1 Composantes du cycle de l'eau et compartiments hydrologiques	5
1.1.2 Réponse hydrologique des bassins versants	8
1.2 Pressions anthropiques et climatiques sur les bassins versants agricoles	10
1.2.1 Impacts des activités agricoles sur l'hydrologie.....	10
1.2.2 Dynamiques de transfert des contaminants en milieu agricole.....	11
1.2.3 Effets des changements climatiques sur les régimes hydrologiques	13
1.3 Capacité de support des cours d'eau agricoles	15
1.3.1 Définition et cadre conceptuel	15
1.3.2 Indicateurs de la capacité de support	16
1.3.3 Gestion des ressources en eau et encadrement de leur qualité au Québec et au Canada.....	16
1.4 Traceurs environnementaux pour la caractérisation des échanges et processus hydrologiques.....	17
1.4.1 Isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$)	18
1.4.2 Traceurs géochimiques	19
1.4.3 Traceurs des apports souterrains	21
CHAPITRE 2 OBJECTIFS, HYPOTHÈSES ET MÉTHODOLOGIE	23
2.1 Objectifs liés au projet de maîtrise.....	23
2.2 Hypothèses.....	24
2.3 Méthodologie expérimentales.....	25
2.3.1 Instrumentation et campagnes de terrain dans le bassin versant du ruisseau Rousse.....	25
2.3.2 Caractérisation des interactions entre eaux souterraines et eaux de surface.....	26
2.3.3 Détermination de l'origine et de la dynamique des contaminants	27
2.3.4 Évaluation de la capacité de support du cours d'eau.....	28
CHAPITRE 3 HYDROLOGICAL REGIME SHIFTS STRUCTURE NITRATE AND ORGANIC MATTER EXPORT IN A GROUNDWATER-FED AGRICULTURAL HEADWATER SYSTEM	31
3.1 Abstract.....	31
3.2 Introduction.....	32
3.3 Material and Method.....	35
3.3.1 Study site.....	35
3.3.2 Field instrumentation	37
3.3.3 Sampling strategy.....	38
3.3.4 Laboratory analysis.....	39
3.3.5 Natural Tracers and Isotopes	41

3.4	Results.....	41
3.4.1	Hydrometeorological context.....	41
3.4.2	Isotopic signatures	44
3.4.3	Hydrochemistry.....	47
3.4.4	Organic carbon.....	55
3.5	Discussion.....	57
3.5.1	Hydroclimatic controls on observed flow conditions	57
3.5.2	Surface and groundwater interactions.....	58
3.5.3	Temporal dynamics of the stream water chemistry	60
3.5.4	DOM sources and dynamics	62
3.5.5	Implications for water resources management at the catchment scale	63
3.6	Conclusion	64
CHAPITRE 4 DISCUSSION		67
4.1	Diagnostic du cycle de l'eau dans un bassin versant agricole sous pressions anthropiques.....	67
4.1.1	Caractériser l'origine et la dynamique des substances dissoutes	67
4.1.2	Les apports en connaissances et en méthodologie du projet aux objectifs du Lab-Eau-Rousse	71
4.1.3	Caractérisation du cycle de l'eau par le Radon-222 : bilan de masse du bassin versant	75
4.1.4	Caractérisation de la capacité de support adaptée au contexte du bassin versant du Ruisseau Rousse	78
CONCLUSION.....		81
LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES		85

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 3.1 : Characteristics of the different monitoring stations representative of the Ruisseau Rousse stream, classified according to reach position, distance, channel depth and width, along with the surrounding land use of the sub-catchment and its Quaternary geological profile	37
Tableau 3.2 : Seasonal (summer, autumn, winter and spring) and annual mean air temperature (°C) and cumulative total precipitation (mm) at the study site during the study period (2023-2024), compared with the 1991-2020 climatological normal. Differences indicate anomalies relative to the historical baseline; percentage values are reported for total precipitation.	43
Tableau 3.3 : Seasonal and annual mean and standard deviation of electrical conductivity (EC) for stream water, tributaries, and groundwater.	49

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1.1 : Cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant	7
Figure 1.2 : Décomposition de l'hydrogramme et identification des composantes d'écoulement dans un bassin versant	10
Figure 1.3 : Diagramme de mélange de $\delta^2\text{H}$ en fonction de la conductivité électrique (CE) pour les différentes sources d'eau. Tirée de Zuecco, 2018.....	20
Figure 2.1 : Organigramme des objectifs du projet de maîtrise.....	24
Figure 3.1: (a) Location of the Ruisseau Rousse watershed (Oka, Quebec); (b) Quaternary deposits; and (c) land use.....	36
Figure 3.2 : Water level elevation variations at the outlet of the Ruisseau Rousse and monthly precipitation over the sampling period from July 2022 to December 2024	44
Figure 3.3 : a) Isotopic signatures at the Ruisseau Rousse watershed, b) a close-up highlighting the isotopic signatures of the stream, groundwater, and tributaries, and. c) temporal evolution of $\delta^2\text{H}$ for the stream, tributaries..	46
Figure 3.4 : a) Piper diagram illustrating water types for stream and tributaries, and b) Relationship between Ca and electrical conductivity (EC). Symbols denote sampling sites (circles: stream; triangles: tributaries) and seasons (blue: winter; green: spring; yellow: summer; brown: autumn)	48
Figure 3.5 : Seasonal distribution of electrical conductivity at the different monitoring stations of the Ruisseau Rousse, its tributaries, and groundwater, as a function of their respective stable water isotope signatures	50
Figure 3.6 : Temporal evolution of a) silica, b) calcium, and c) nitrate concentrations in each section (upstream, midstream and downstream) of the Ruisseau Rousse waters across the different sampling campaigns	52
Figure 3.7 : Seasonal distribution of a) nitrate and b) silica concentrations at the different monitoring stations of the Ruisseau Rousse and its tributaries, as a function of their respective stable water isotope signatures. C) Seasonal relationship between nitrate and silica concentrations in surface waters ..	53
Figure 3.8 : Seasonal distribution of nitrate loads (t/yr) partitioned according to the upstream (SW2), midstream (SW4), and downstream (SW6) reaches of the Ruisseau Rousse.....	54

Figure 3.9 : Seasonal distribution of DOC concentrations along the Ruisseau Rousse stream and its tributaries	56
Figure 3.10 : Correlation plot between BIX and FI indices of surface waters from the stream and its tributaries. The green area represents allochthonous organic matter, indicating terrestrially derived external inputs, whereas the purple area represents autochthonous organic matter, associated with in-stream biological production	57
Figure 4.1 : Occupation du sol le long du cours d'eau avec les concentrations moyennes en nitrates correspondantes (les barres d'erreur représentent l'écart-type). Tirée de MELCCFP, 2023	68
Figure 4.2 : Modification morphologique consécutive à un événement hydroclimatique majeur : la Tempête Debby (9–10 août 2024)	74

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

ADN	Acide DésoxyriboNucléique
BIX	Biological Index
BV	Bassin versant
CCME	Canadian Council of Ministers of the Environment
COBAMIL	Conseil des bassins versants des Mille-Îles
COD / DOC	Carbone organique dissous
COT / TOC	Carbone organique total
DBO ₅	Demande Biochimique en Oxygène sur 5 jours
DCO	Demande Chimique en Oxygène
DIC	Carbone inorganique dissous
FI	Fluorescence Index
GMWL	Global Meteoric Water Line
HDPE	Polyéthylène Haute Densité
LMWL	Local Meteoric Water Line
MELCCFP	Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs
MOD / DOM	Matière organique dissoute
ORP	Potentiel d'oxydoréduction
QMNA	Débit mensuel minimal d'un cours d'eau sur une année civile donnée
QMNA ₅	Débit mensuel minimal d'un cours d'eau sur cinq années civiles données
SPCOND	Conductivité électrique spécifique
SUVA ₂₅₄	Absorbance ultraviolette spécifique à 254 nm
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
TC	Temps de concentration
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
WWTP	Waste water treatment plant

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS DE MESURE

UNITÉS DE BASE

Aire

m² : mètre carré

Volume

L : litre

mL : millilitre

m³ : mètre cube

Masse

kg : kilogramme

g : gramme

Température

°C : degré Celsius

UNITÉS GÉOMÉTRIQUES

Longueur

m : mètre

cm : centimètre

mm : millimètre

µm : micromètre

nm : nanomètre

XX

UNITÉS DE TEMPS

yr : année

d : jour

h : heure

min : minute

s : seconde

AUTRES UNITÉS

mg/L : milligramme par litre

mg/s : flux massique

m/m : mètre par mètre

L/s : litre par seconde

$\mu\text{S/cm}$: micro siemens par centimètre

Bq/m^3 : becquerel par mètre cube

SYMBOLES

% : pourcentage

‰ : pour mille ($\frac{1}{10}$ de 1%)

< : inférieur à

> : supérieur à

= : valeur égale

\leq : inférieur ou égale à

\geq : supérieur ou égale à

n° : numéro

INTRODUCTION

L'eau constitue une ressource dont la disponibilité et la qualité influent sur le fonctionnement des écosystèmes, les pratiques agricoles et la santé humaine. Or, les variations hydrologiques, historiquement relativement prévisibles, se transforment sous l'effet d'événements extrêmes dont la fréquence et l'intensité s'accroissent : Des épisodes de précipitations exceptionnelles alternent désormais avec des périodes de sécheresse prolongées, modifiant en profondeur la dynamique saisonnière des eaux souterraines. Face à l'impact croissant des changements climatiques sur les écosystèmes, les communautés sont de plus en plus confrontées à des enjeux liés à la gestion durable des ressources en eau. Ce défi est particulièrement complexe, notamment dans les petits bassins versants agricoles, dont les dynamiques réagissent rapidement aux forçages extérieurs.

Le bassin versant du ruisseau Rousse (Oka, Québec) illustre concrètement cette vulnérabilité. Il s'agit d'un territoire agricole périurbain soumis à de multiples pressions anthropiques, notamment les prélèvements en eau et le ruissellement agricole, ayant connu une dégradation progressive de la qualité de ses ressources hydriques (Goulet, 2020). Son exutoire, le Marais de la Grande Baie, situé au sein du Parc national d'Oka, constitue un milieu écologique particulièrement sensible, directement exposé aux flux de contaminants issus du bassin versant. Ce marais présente déjà des signes de dégradation, notamment liés à l'enrichissement en nutriments, à la détérioration de la qualité de l'eau et aux perturbations des équilibres écologiques. La Sépaq (2022) rapporte un état d'eutrophisation avancée, tandis que d'autres travaux (Bouchard-Laurendeau et Vermette, 2012) mettent en évidence une diminution des populations d'oiseaux du marais. Ces altérations sont vraisemblablement attribuables aux pressions anthropiques exercées à l'échelle du bassin versant influençant à la fois la disponibilité et la qualité de la ressource en eau du ruisseau Rousse (Giroux, 2022). Dans un contexte de changements climatiques, ces enjeux se trouvent amplifiés, rendant d'autant plus nécessaire la conciliation entre production agricole et préservation des écosystèmes. Cela implique de mieux comprendre et anticiper les interactions entre les activités humaines et le cycle de l'eau à l'échelle locale.

C'est dans cette perspective qu'a été mis sur pied le Lab-Eau-Rousse, un laboratoire vivant initié par le Conseil des bassins versants des Mille-Îles, en partenariat avec l'Université du Québec à Montréal, l'École de technologie supérieure, la Sépaq, ainsi que plusieurs acteurs agricoles du secteur, dont Agropomme, Profiteausol et Groupe Agéco. Ce laboratoire repose sur une approche collaborative entre agriculteurs et équipes de recherche, visant le développement de pratiques innovantes et la production de connaissances scientifiques directement applicables à la gestion du bassin versant.

Le présent projet de maîtrise constitue un pilier de la première phase du Lab-Eau-Rousse. Son objectif est de développer un cadre de diagnostic du cycle de l'eau adapté au bassin versant du ruisseau Rousse, capable de caractériser les contributions respectives du ruissellement de surface et des eaux souterraines au débit du cours d'eau, et d'identifier l'origine des contaminants qui y transitent. Pour ce faire, une approche multi-traceurs combinant isotopes stables de la molécule d'eau, radon-222, ions majeurs et matière organique dissoute (COD, Fluorescence) a été déployée à six stations de surveillance le long du profil longitudinal du ruisseau Rousse. Ce cadre analytique constitue le premier outil de diagnostic hydrologique intégré du bassin versant, destiné à orienter les décisions de gestion agricole et à préserver l'intégrité écologique du Marais de la Grande Baie, exutoire protégé du bassin versant.

Le présent mémoire est structuré comme suit. Un premier chapitre est dédié à une revue de la littérature, couvrant les notions essentielles en hydrogéologie ainsi que les méthodes employées dans le cadre du projet de recherche. Le deuxième chapitre présente les objectifs principaux et les méthodologies mises en œuvre pour y répondre. Le troisième chapitre contient un article scientifique soumis au Hydrological Sciences Journal, portant sur l'évaluation des conditions hydrologiques et hydroclimatiques du cours d'eau, la caractérisation des échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface, ainsi que la détermination des dynamiques et des sources des substances dissoutes présentes dans le ruisseau Rousse. Enfin, une discus-

sion et une conclusion, respectivement aux chapitres 4 et 5, synthétisent les principaux enseignements et formulent des recommandations pour la gestion durable de la ressource en eau à l'échelle du bassin versant.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

1.1 Fonctionnement hydrologique des bassins versants

Il est d'abord essentiel de maîtriser les fondements théoriques qui encadrent les méthodes et les démarches du projet. Ce dernier s'inscrit pleinement dans le cadre de l'hydrogéologie, science permettant l'étude de la présence et de la circulation des fluides dans le sous-sol (Uliana, 2025), en prenant en compte à la fois la composante surfacique, écoulements de surface et ruissellement des précipitations, et la composante souterraine, circulation de l'eau dans les aquifères et échanges dans les zones hyporhéiques (Cloutier, 2013). L'hydrogéologie met ainsi en évidence une dynamique cyclique des masses d'eau à l'échelle du bassin versant, assurant le renouvellement spatio-temporel de la ressource en eau.

1.1.1 Composantes du cycle de l'eau et compartiments hydrologiques

Le cycle hydrologique est défini comme l'ensemble des réservoirs et des flux qui mobilisent l'eau à travers les différents compartiments sous différentes formes physiques au sein d'un même système (Organisation météorologique mondiale, 2011). Dans le contexte d'un bassin versant agricole, ce cycle s'articule autour de plusieurs processus fondamentaux dont les importances relatives varient fortement selon la saison, le couvert végétal et l'occupation du sol (Figure 1.1).

Les précipitations constituent le terme d'entrée principal du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. Elles se présentent sous deux formes aux latitudes tempérées : les précipitations liquides, dit pluie, et les précipitations solides, dit neige. Ces deux formes ont des implications hydrologiques très différentes (Figure 1.1). La pluie génère une réponse hydrologique quasi immédiate selon l'intensité de l'événement et l'état d'humidité du sol (Gnann, 2021), tandis que

la neige constitue un réservoir de stockage saisonnier dont la libération est différée jusqu'à la période de fonte printanière. Dans les régions tempérées au climat continental comme le sud du Québec, le manteau neigeux joue un rôle fondamental dans la régulation de la disponibilité saisonnière de l'eau : son accumulation progressive entre décembre et mars permet de stocker une part importante des précipitations annuelles sous forme solide. Sa fonte libère ensuite ces réserves de façon relativement rapide au printemps, générant des apports hydriques importants sur une courte fenêtre temporelle (Barnhart, 2020). L'épaisseur et la densité du manteau neigeux conditionnent directement l'ampleur de la recharge printanière des aquifères et l'intensité du ruissellement de fonte (Musselman, 2017).

Une fois les précipitations atteignant la surface du sol, elles peuvent emprunter deux voies principales : l'infiltration vers les horizons souterrains ou le ruissellement vers le réseau surfacique. L'infiltration désigne le processus par lequel l'eau s'écoule verticalement à travers la matrice du sol sous l'effet de la gravité et des forces capillaires, pour atteindre progressivement la zone saturée ou nappe phréatique (Freeze & Cherry, 1979). Ce processus alimente la recharge des aquifères et conditionne la disponibilité des eaux souterraines à l'échelle saisonnière et annuelle. La capacité d'infiltration d'un sol dépend de sa texture, de sa structure, de sa teneur en eau initiale et de la présence de macropores ou de fissures (Beven et Germann, 2013). Dans les bassins versants agricoles, cette capacité est fréquemment réduite par la compaction des sols liée aux pratiques culturales, ce qui amplifie le ruissellement de surface au détriment de la recharge souterraine. La recharge des aquifères, terme désignant le processus d'alimentation des réservoirs souterrains par les eaux d'infiltration, est particulièrement intense lors de la fonte du manteau neigeux et des épisodes de précipitations abondantes en automne, lorsque l'évapotranspiration est faible et que les sols ne sont pas encore gelés (Organisation météorologique mondiale, 2012).

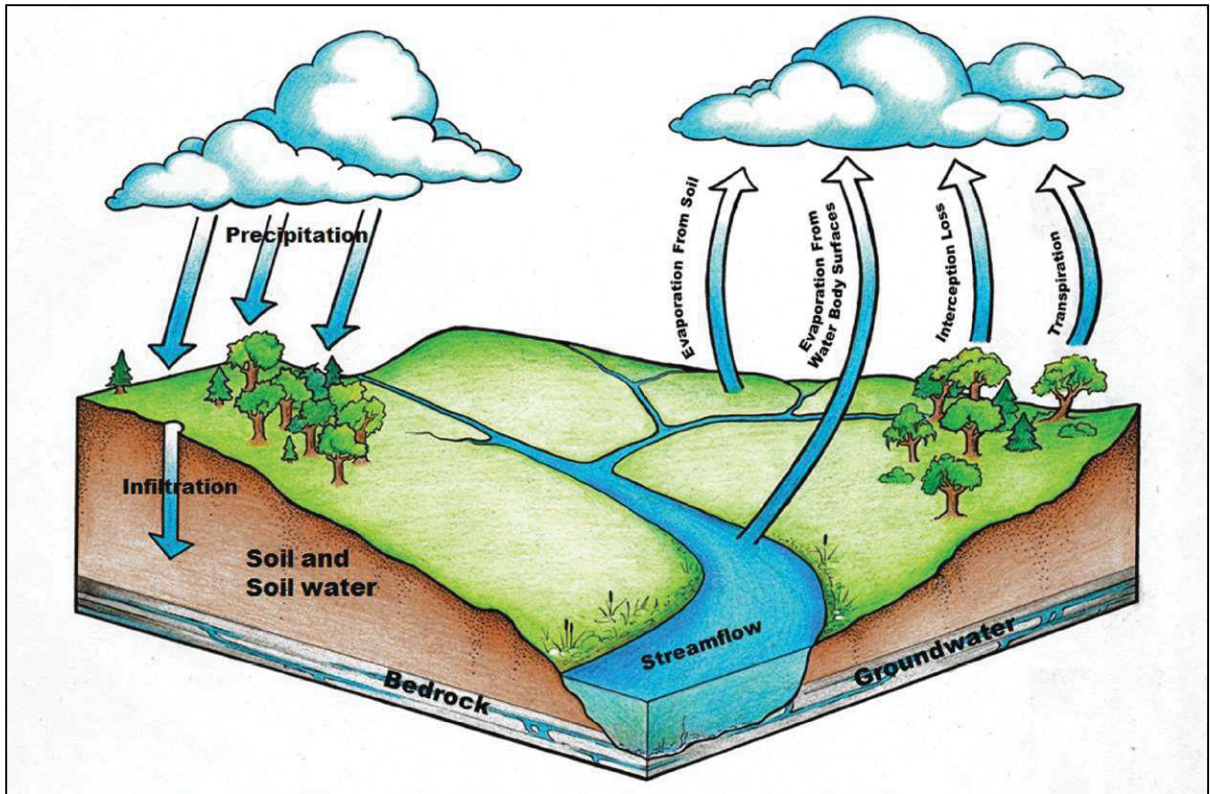


Figure 1.1 : Cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant

Tirée de Edwards (2015)

Le ruissellement de surface désigne le flux d'eau qui transite directement depuis la surface du sol vers le réseau hydrographique sans infiltration préalable. Il se produit selon deux mécanismes principaux. Le ruissellement hortonien, ou de surface, décrit par Horton (1933), survient lorsque l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration du sol. Le ruissellement par saturation, décrit par Dunne et Leopold (1978), se produit lorsque le sol est saturé et ne peut plus absorber d'eau supplémentaire, même sous de faibles intensités de précipitation. Ces deux mécanismes sont fréquemment présents dans les bassins versants agricoles, où la compaction des sols réduit la capacité d'infiltration et où les zones topographiquement déprimées favorisent la saturation rapide (Malmquist, 2025).

Les écoulements souterrains désignent une partie des écoulements totaux dont la circulation de l'eau dans les aquifères, depuis les zones de recharge vers les zones de décharge naturelle

que constituent les cours d'eau, les lacs et les zones humides (BRGM, 1977). Les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface constituent l'un des processus les plus déterminants pour la qualité et la disponibilité des ressources hydriques d'un bassin versant. Ces échanges se produisent dans la zone hyporhéique, définie comme la zone de sédiments saturés situés sous et à proximité du lit du cours d'eau (Biksey, 2001), où s'opèrent des échanges bidirectionnels contrôlés par les gradients de charge hydraulique, la perméabilité des sédiments et la géomorphologie du chenal (Cloutier, 2013). La résurgence des eaux souterraines désigne plus spécifiquement le processus par lequel les eaux souterraines rejoignent le cours d'eau (Brunner, 2009), contribuant au soutien du débit d'étiage et à la régulation thermique et chimique du milieu aquatique. Dans un cours d'eau à dominance souterraine, cette résurgence peut représenter une fraction très importante du débit total, particulièrement en période d'étiage.

La connectivité hydrologique entre ces différents compartiments, atmosphère, sol, zone non saturée, aquifère et cours d'eau, conditionne l'ensemble des dynamiques de transfert de l'eau et des solutés à l'échelle du bassin versant. Chaque réservoir présente des caractéristiques propres en termes de temps de résidence de l'eau, qui varie de quelques heures pour le ruissellement de surface à plusieurs décennies pour les eaux souterraines profondes (Picard, 2025). Cette différence de temps de résidence a des conséquences majeures sur la vulnérabilité des ressources : plus l'eau met de temps à transiter, plus le système réagit lentement aux pressions externes, rendant les eaux souterraines plus résilientes à court terme mais potentiellement plus sensibles à long terme face à une contamination persistante (Scanlon, 2023).

1.1.2 Réponse hydrologique des bassins versants

La réponse hydrologique d'un bassin versant à un événement de précipitation dépend de la combinaison des processus décrits précédemment et se traduit par une variation du débit à l'exutoire (Gnann, 2020 ; McMillan, 2020). Cette réponse est fortement influencée par le régime hydrologique dominant, qui caractérise la distribution temporelle des apports en eau au cours d'une année.

On distingue classiquement trois grands types de régimes hydrologiques dans les régions tempérées. Le régime nival est caractérisé par une accumulation hivernale de neige et une crue printanière de fonte concentrée sur une courte fenêtre temporelle, suivie d'étiages estivaux marqués. Le régime pluvial est dominé par les précipitations liquides, avec des crues rapides en réponse aux événements pluvieux. Le régime pluvio-nival, intermédiaire entre les deux précédents, combine des crues de fonte printanière et des crues pluviales estivales et automnales. La réponse hydrologique d'un bassin versant à un événement de précipitation se représente classiquement par l'hydrogramme de crue, qui décrit l'évolution temporelle du débit à l'exutoire en réponse à un événement pluvieux ou de fonte (Association des gestionnaires régionaux des cours d'eau du Québec, 2024 ; Beven, 2012). Cet hydrogramme peut être décomposé en trois composantes distinctes correspondant aux différents chemins d'écoulement empruntés par l'eau depuis sa zone de chute jusqu'à l'exutoire (Dunne et Leopold, 1978). L'écoulement de surface constitue la composante la plus rapide, caractérisée par un temps de réponse de quelques minutes à quelques heures selon la taille du bassin versant et la pente du terrain. Il génère le pic de crue observé sur l'hydrogramme (Figure 1.2). L'écoulement de subsurface, ou écoulement hypodermique, désigne les flux latéraux qui se développent dans les horizons superficiels du sol au-dessus de la nappe phréatique (Beven, 2013). Plus lent que l'écoulement de surface, avec un temps de réponse de quelques heures à quelques jours, il contribue à la phase de récession de l'hydrogramme après le pic de crue. Le débit de base est la composante du débit d'un cours d'eau qui ne résulte pas du ruissellement ou de l'écoulement direct. Il est alimenté par des sources différées, notamment les eaux souterraines, la fonte des glaciers ainsi que les apports provenant des lacs. (Association des gestionnaires régionaux des cours d'eau du Québec, 2024). C'est la composante la plus lente et la plus stable de l'hydrogramme, avec des temps de réponse de plusieurs jours à plusieurs semaines, qui assure le soutien du débit entre les crues et conditionne largement la qualité des cours d'eau (Figure 1.2).

Ces processus hydrologiques naturels sont modifiés par les activités humaines, en particulier agricoles. La section suivante dresse le portrait des perturbations anthropiques et climatiques qui affectent les bassins versants agricoles et structurent les enjeux de ce projet.

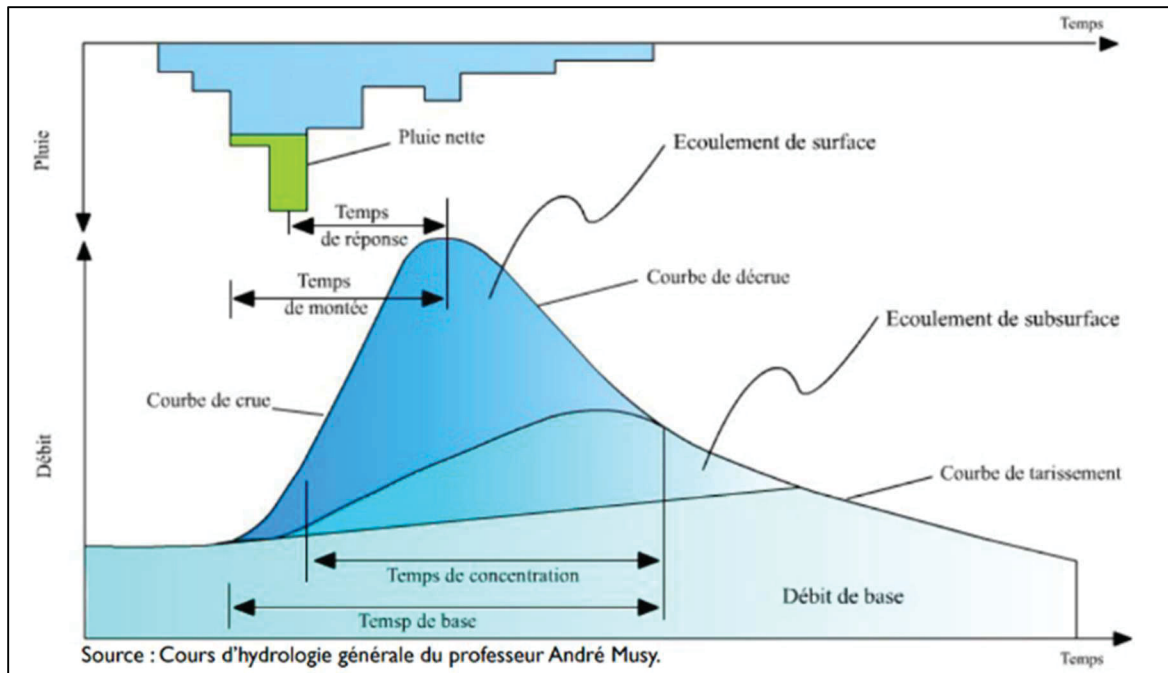


Figure 1.2 : Décomposition de l'hydrogramme et identification des composantes d'écoulement dans un bassin versant

Tirée de AGRCQ (2024)

1.2 Pressions anthropiques et climatiques sur les bassins versants agricoles

Dans un contexte de dégradation croissante de la qualité de l'eau, liée à la pression des prélèvements, des rejets et à l'intensification des usages agricoles en zone périurbaine (Goulet, 2021), plusieurs pressions anthropiques et climatiques modifient le fonctionnement hydrologique et biogéochimique des bassins versants. Cette section dresse le portrait de ces perturbations, depuis leurs causes jusqu'à leurs implications sur les dynamiques de transfert des contaminants.

1.2.1 Impacts des activités agricoles sur l'hydrologie

Les activités agricoles modifient le fonctionnement hydrologique des bassins versants en altérant les propriétés physiques des sols et la structure du réseau de drainage. La compaction des sols par le passage répété de la machinerie agricoles réduit la macroporosité et la conductivité

hydraulique saturée des horizons de surface, diminuant ainsi la capacité d'infiltration et favorisant le ruissellement de surface au détriment de la recharge souterraine (Beven, 2013). Ces variations ont des conséquences directes sur la dynamique des crues, avec une amplification des débits de pointe et un raccourcissement des temps de réponse.

Le drainage agricole, qu'il prenne la forme de drains enterrés ou de surface, altère également le cycle hydrologique. En court-circuitant les chemins d'écoulement souterrains naturels, ces infrastructures accélèrent le transfert de l'eau depuis les parcelles agricoles vers le réseau hydrographique, réduisant les temps de résidence dans le sol et limitant les opportunités de transformation biogéochimique des contaminants le long des voies souterraines. Ils modifient également la structure de l'hydrogramme en augmentant les débits de pointe et en réduisant le débit de base, ce qui diminue la capacité de dilution du cours d'eau en période d'étiage (MacKenzie, 2022).

Les petits bassins versants agricoles présentent une sensibilité hydrologique particulièrement élevée aux perturbations anthropiques et climatiques. Contrairement aux grands bassins versants, où les effets locaux sont lissés par la diversité des conditions géographiques et hydrologiques, les petits bassins versants réagissent rapidement aux perturbations et peuvent atteindre des seuils de dégradation irréversibles en peu de temps (Dayal, 2024).

1.2.2 Dynamiques de transfert des contaminants en milieu agricole

Les activités agricoles génèrent deux types de pollution des eaux de surface et souterraines selon leur mode d'introduction dans le milieu. La pollution ponctuelle provient de sources localisées et identifiables, telles que les rejets d'effluents d'élevage ou les sorties de drains agricoles. La pollution diffuse, en revanche, résulte de l'accumulation progressive de contaminants provenant de sources dispersées sur l'ensemble du bassin versant, principalement les engrais azotés et phosphorés épandus sur les parcelles agricoles, les produits phytosanitaires et les sels de déglacage (Mourey, 2000). Cette forme de pollution est particulièrement difficile à gérer

car elle ne peut pas être interceptée à la source et dépend fortement des conditions hydrologiques et géologique pour son transfert vers le réseau hydrographique (Dupas, 2015).

Les mécanismes de transfert saisonnier des contaminants depuis les parcelles agricoles vers le cours d'eau sont étroitement liés aux chemins d'écoulement empruntés par l'eau selon les saisons. En période de fonte printanière, le mécanisme de premier lessivage, génère un transfert rapide et concentré des contaminants accumulés dans le sol pendant l'hiver vers le cours d'eau, produisant des pics de concentration particulièrement élevés sur une courte fenêtre temporelle (Caskey, 2026). En été, sous conditions d'étiage, le débit de base souterrain domine et transporte vers le cours d'eau les contaminants ayant percolé jusqu'à la nappe phréatique, avec des concentrations plus stables mais persistantes. En automne, le retour des précipitations après une période de sécheresse estivale réactive la connectivité hydrologique entre les parcelles et le réseau de drainage, mobilisant les contaminants accumulés dans les horizons organiques superficiels (Heppell, 2017).

Le cycle de l'azote en milieu agricole constitue l'un des processus biogéochimiques les plus importants pour la qualité des eaux de surface et souterraines. L'azote introduit dans le sol sous forme d'engrais minéraux ou organiques subit une série de transformations microbiennes. La nitrification, processus aérobique par lequel l'azote ammoniacal est oxydé en nitrites puis en nitrates, produit des ions NO_3^- très solubles et peu adsorbés par les particules du sol, donc facilement lessivables vers les eaux souterraines et de surface (Beeckman et al., 2018). La dénitrification, processus anaérobique inverse, transforme les nitrates en azote gazeux inerte, réduisant ainsi la charge azotée des eaux (Seitzinger, 2006). Ce processus est particulièrement actif dans les zones à faible teneur en oxygène dissous, comme les zones hyporhéiques, les zones humides et les horizons organiques profonds des tourbières (Hansen et al., 2018) Le lessivage rapide des nitrates, terme désignant leur transfert par percolation à travers le profil du sol vers la nappe phréatique (ONU, 1950), constitue la principale voie de contamination des eaux souterraines en milieu agricole intensif.

La matière organique dissoute (MOD) constitue un autre contaminant clé des systèmes hydriques agricoles, dont la dynamique est étroitement couplée à celle des nitrates, mais qui est assujettie à des problématiques d'occupation du sol différentes (Heppell, 2017). On distingue classiquement deux origines de la MOD dans les cours d'eau. La MOD allochtone, d'origine terrestre, provient de la décomposition de la litière végétale, des horizons organiques des sols et des zones humides, et est exportée vers le cours d'eau par le ruissellement et les écoulements hypodermiques lors des événements hydrologiques (Drapeau, 2023). La MOD autochtone, en revanche, est produite in situ par la photosynthèse algale et la biomasse microbienne du cours d'eau lui-même (Rodriguez-Avella, 2020). Dans les bassins versants agricoles à faible productivité biologique, la MOD est généralement dominée par les apports allochtones, dont la dynamique saisonnière est contrôlée par la connectivité hydrologique entre les sols organiques et le réseau de drainage. La caractérisation de la MOD repose sur plusieurs indices optiques complémentaires mesurés par fluorimétrie. L'indice biologique BIX permet de distinguer les contributions autochtones et allochtones selon le rapport des intensités de fluorescence à des longueurs d'onde spécifiques, des valeurs inférieures à 0,6 indiquant une dominance allochtone. L'indice de fluorescence FI caractérise l'origine microbienne ou terrestre de la MOD, des valeurs entre 1,0 et 1,2 étant caractéristiques d'une origine terrestre allochtone. L'indice $SUVA_{254}$, défini comme le rapport entre l'absorbance à 254 nm et la concentration en carbone organique dissous, renseigne sur la teneur en composés aromatiques et le degré d'humification de la MOD, des valeurs élevées indiquant une MOD fortement humifiée d'origine terrestre (Huguet et al., 2009 ; Rodriguez-Avella et al., 2020).

1.2.3 Effets des changements climatiques sur les régimes hydrologiques

Les changements climatiques modifient profondément la dynamique saisonnière de la ressource en eau dans les bassins versants tempérés, avec des conséquences directes sur la disponibilité et la qualité des eaux de surface et souterraines. Trois tendances principales ont été documentées dans la littérature scientifique :

La réduction de la couverture nivale constitue l'une des modifications les plus documentées dans les régions continentales tempérées. Berghuijs et al. (2014) ont démontré à l'échelle mondiale que le glissement du régime nival vers le régime pluvial, consécutif au réchauffement climatique, entraîne une réduction mesurable des débits annuels moyens et une modification de la distribution saisonnière des apports. Dans le contexte du sud du Québec, cette tendance se traduit par une diminution de l'épaisseur et de la durée du manteau neigeux, une fonte plus précoce et plus rapide au printemps. Barnhart et al. (2020) ont montré que ce n'est pas uniquement le volume du couvert nival qui conditionne la disponibilité estivale de l'eau, mais sa période de fonte : une fonte précoce concentre la recharge sur une fenêtre temporelle plus courte, laissant le système plus vulnérable aux étiages estivaux prolongés même en présence de précipitations estivales abondantes. La modification de la recharge printanière qui en résulte a des implications directes sur la disponibilité des eaux souterraines en été et en automne. Une recharge concentrée sur une fenêtre plus courte et plus précoce réduit la capacité des aquifères à soutenir le débit d'étiage estival, amplifiant la vulnérabilité des cours d'eau aux concentrations de contaminants en période de faible débit. Cette dynamique est particulièrement préoccupante pour les cours d'eau agricoles où la capacité de dilution constitue un facteur limitant de la qualité de l'eau.

L'intensification des événements de précipitation extrêmes constitue la troisième tendance majeure. Sinha et al. (2017) ont démontré que l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations extrêmes, à cause des changements climatiques, va mécaniquement accroître les exports d'azote vers les cours d'eau, indépendamment des pratiques agricoles, en activant des chemins d'écoulement rapides qui court-circuitent les zones de rétention et de transformation biogéochimique.

Il convient ensuite de s'interroger sur la limite tolérable pour l'écosystème aquatique, c'est-à-dire sur la capacité de support du cours d'eau face à ces perturbations.

1.3 Capacité de support des cours d'eau agricoles

La notion de capacité de support, largement mobilisée en écologie et en gestion environnementale, mérite d'être précisément définie et délimitée avant d'être appliquée au contexte du projet. Cette section présente le cadre conceptuel de ce terme, ses indicateurs opérationnels et le cadre réglementaire qui en découle au Québec et au Canada.

1.3.1 Définition et cadre conceptuel

La capacité de support d'un milieu aquatique est définie par Gangbazo (2005) comme la capacité d'un milieu à maintenir un état standard non contraignant pour son équilibre écologique. Plus largement, elle désigne la pression maximale, en termes de charges de contaminants, de prélèvements ou de perturbations physiques, qu'un écosystème peut absorber sans compromettre son intégrité structurelle et fonctionnelle. Dans le contexte hydrologique d'un cours d'eau agricole, cette notion englobe à la fois la capacité de dilution du cours d'eau, liée à son débit, et sa capacité de transformation biogéochimique, liée aux processus de dénitrification, de dégradation de la matière organique et de rétention des contaminants dans les zones tampons naturelles.

La notion de résilience est étroitement associée à celle de capacité de support. Les écosystèmes aquatiques possèdent une certaine capacité à tolérer les perturbations et à revenir à leur état d'équilibre après une perturbation modérée, c'est ce que Gunderson (2000) désigne comme l'élasticité du système. Cependant, lorsqu'une perturbation dépasse un seuil critique, le système peut basculer vers un nouvel état d'équilibre dégradé dont le retour à l'état initial est difficile voire impossible, c'est la notion de point de bascule introduite par le Millennium Ecosystem Assessment (2005). Dans le cas de petits bassins versants agricole, ce point de bascule correspond au dépassement chronique des recommandations de qualité de l'eau susceptible d'entraîner une dégradation irréversible de la biodiversité aquatique.

1.3.2 Indicateurs de la capacité de support

L'évaluation de la capacité de support d'un cours d'eau peut être réalisée à l'aide d'approches quantitatives ou qualitatives. Les approches quantitatives s'appuient sur le calcul de bilans de masse des flux de contaminants le long du cours d'eau, permettant d'identifier les zones sources et les zones de rétention, et sur la modélisation des flux hydriques pour estimer la capacité de dilution sous différents scénarios de débit (Lv, 2021). Dans le cas du nitrate, la capacité de dilution peut être estimée à partir de l'évolution des concentrations en nitrates le long du cours d'eau. Plus précisément, elle peut être approchée par le rapport entre la charge polluante et le débit du cours d'eau, ce rapport constituant un indicateur simple et opérationnel de la pression exercée sur le milieu récepteur (Tiunov, 2007 ; Winter, 2022).

Les approches qualitatives s'intéressent au rôle des zones tampons naturelles dans la rétention et la transformation des contaminants avant leur arrivée dans le cours d'eau. Les zones ripariennes et les zones humides situées en contexte agricole rendent des services écosystémiques importants : elles améliorent la qualité de l'eau en retenant les nutriments et les sédiments, séquestrent le carbone et atténuent les pics de crue lors des épisodes de hautes eaux (Hefting et al., 2013). Ces zones constituent ainsi des espaces de dénitrification particulièrement actifs, dont l'efficacité repose sur la combinaison de conditions anaérobies favorables, d'une teneur élevée en carbone organique et de temps de contact prolongés entre les eaux agricoles chargées en nitrates et les horizons organiques du sol (Strand, 2013).

1.3.3 Gestion des ressources en eau et encadrement de leur qualité au Québec et au Canada

La gestion de la qualité de l'eau dans les cours d'eau agricoles au Québec s'inscrit dans un cadre réglementaire et normatif structuré à deux niveaux, fédéral et provincial.

Au niveau provincial, la gestion de la qualité de l'eau en milieu agricole au Québec est encadrée par la Loi sur la qualité de l'environnement (LQE), qui confie au ministère de l'Environnement,

de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs (MELCCFP) la responsabilité de la surveillance et de la protection des ressources hydriques. Le ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec (MAPAQ) encadre quant à lui les pratiques agricoles susceptibles d'affecter la qualité de l'eau, notamment à travers le Règlement sur les exploitations agricoles (REA). Dans le contexte particulier du bassin versant du ruisseau Rousse, dont l'exutoire correspond au Marais de la Grande Baie situé dans le Parc national d'Oka, la gestion de la ressource relève également du plan de conservation de la Sépaq (2022), qui identifie la qualité des eaux du ruisseau Rousse comme un enjeu prioritaire pour la préservation de l'intégrité écologique du marais.

Au niveau fédéral, le Conseil canadien des ministres de l'environnement (CCME) a établi une recommandation de qualité de l'eau pour la protection de la vie aquatique fixant la concentration maximale en nitrates à 13,3 mg/L (soit 3 mg-N/L) dans les eaux douces (CCME, 2012). Ce seuil vise à protéger les organismes aquatiques les plus sensibles contre la toxicité chronique des nitrates, et constitue la référence principale pour l'évaluation de la qualité des eaux naturelles.

1.4 Traceurs environnementaux pour la caractérisation des échanges et processus hydrologiques

Pour évaluer ces pressions et caractériser la capacité de support, des outils de traçage hydrologique permettant de retracer l'origine des masses d'eau et de quantifier les échanges entre compartiments sont nécessaires. Le traçage hydrologique repose sur l'utilisation de substances naturelles dont les propriétés physiques ou chimiques permettent de suivre les trajectoires de l'eau, d'identifier ses sources et de caractériser les échanges entre compartiments hydrologiques (Leibundgut, 2011). Dans le cadre du bassin versant du ruisseau Rousse, quatre types de traceurs géochimiques naturels complémentaires ont été mobilisés, dont les principes, les applications et les limites sont présentés ci-après.

1.4.1 Isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$)

Les isotopes stables de l'oxygène (^{18}O) et de l'hydrogène (^2H ou deutérium) constituent des traceurs naturels pour reconstituer l'origine des masses d'eau et suivre leurs dynamiques au sein du cycle hydrologique (Jasechko, 2019).

Le fractionnement isotopique désigne le phénomène par lequel les isotopes légers et lourds d'un même élément se répartissent différemment entre deux phases réservoirs. Dans le cas de l'eau, ce phénomène est principalement gouverné par les changements de phase, évaporation et condensation, qui enrichissent préférentiellement la phase liquide en isotopes lourds (Clark et Fritz, 1997). La notation delta (δ), introduite par Craig (1961), exprime la différence relative de composition isotopique d'un échantillon par rapport à un standard international de référence, le Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), selon la formule :

$$\delta = \frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \times 1000 \quad (1.1)$$

où R est le rapport entre l'isotope lourd et l'isotope léger ($^2\text{H}/^1\text{H}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), et le résultat est exprimé en pour mille (‰).

La droite météorique mondiale (GMWL), établie par Craig (1961) à partir de l'analyse de précipitations collectées à l'échelle mondiale, définit la relation linéaire entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux météoriques non évaporées : $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$. Comme le soulignent Clark et Fritz (1997), cette droite reflète en réalité une moyenne de nombreuses droites locales, chacune déterminée par des conditions climatiques spécifiques telles que l'origine des masses d'air, l'évaporation secondaire pendant les précipitations et la variation saisonnière des pluies. Ainsi, dans le cadre d'analyses à l'échelle régionale ou locale, il est essentiel de construire et d'utiliser une droite météorique locale (LMWL), mieux représentative des conditions climatiques du site étudié. Hughes et Crawford (2012) ont proposé une méthode de construction de la LMWL pondérée par les précipitations, permettant de mieux représenter la composition isotopique moyenne des eaux météoriques locales indépendamment de la saisonnalité des précipitations.

Les différents compartiments hydrologiques d'un bassin versant présentent des signatures isotopiques caractéristiques. Les eaux souterraines, rechargées par l'infiltration des précipitations sur de longues périodes, présentent des signatures relativement stables et appauvries en isotopes lourds, reflétant la composition isotopique moyenne des précipitations. Les eaux de ruissellement portent la signature des précipitations locales, variable selon la saison et les conditions météorologiques. La fonte nivale génère des signatures particulièrement appauvries en raison du fractionnement isotopique lors de ces précipitations solides (Clark, 2015 ; Matiatos, 2014). En comparant la position des échantillons d'eau de surface par rapport aux pôles isotopiques de ces différents compartiments, il est possible de retracer l'origine des masses d'eau et d'estimer la contribution relative des eaux souterraines et du ruissellement au débit du cours d'eau (Kendall et McDonnell, 1998).

1.4.2 Traceurs géochimiques

La conductivité électrique (CE) constitue un traceur géochimique simple, peu coûteux et mesurable en continu, qui reflète la minéralisation totale de l'eau, c'est-à-dire la concentration en ions dissous (Thompson, 2012). Elle est directement liée aux interactions entre l'eau et les minéraux du substrat géologique lors du transit souterrain : plus le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère est long, plus la minéralisation et la conductivité électrique sont élevées. Les eaux souterraines présentent généralement des conductivités plus élevées que les eaux de ruissellement récentes, ce qui permet d'utiliser la CE comme proxy du degré de mélange entre ces deux pôles hydrologiques (Clark et Fritz, 2013). Cependant, la CE présente d'importantes limites d'interprétation dans les bassins versants anthropisés : les apports d'engrais, les sels de déglacage routiers et les rejets industriels peuvent augmenter localement et temporairement la minéralisation des eaux de surface indépendamment de leur origine hydrologique, rendant l'attribution des variations de CE à un seul processus difficile sans l'appui de traceurs complémentaires (Picard, 2023).

La combinaison des isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) et de la conductivité électrique constitue l'une des approches les plus efficaces et les plus opérationnelles pour identifier les sources d'eau et caractériser les échanges entre compartiments hydrologiques à l'échelle d'un bassin versant. Zuecco et al. (2019), dans un bassin versant glaciaire, ont démontré que la caractérisation spatiale et temporelle de $\delta^2\text{H}$ et de CE est fondamentale pour caractériser les contributions respectives des eaux souterraines, de la fonte et des écoulements (Figure 1.3) et que la variabilité de ces deux traceurs constitue précisément la signature des changements de régime hydrologique dominant.

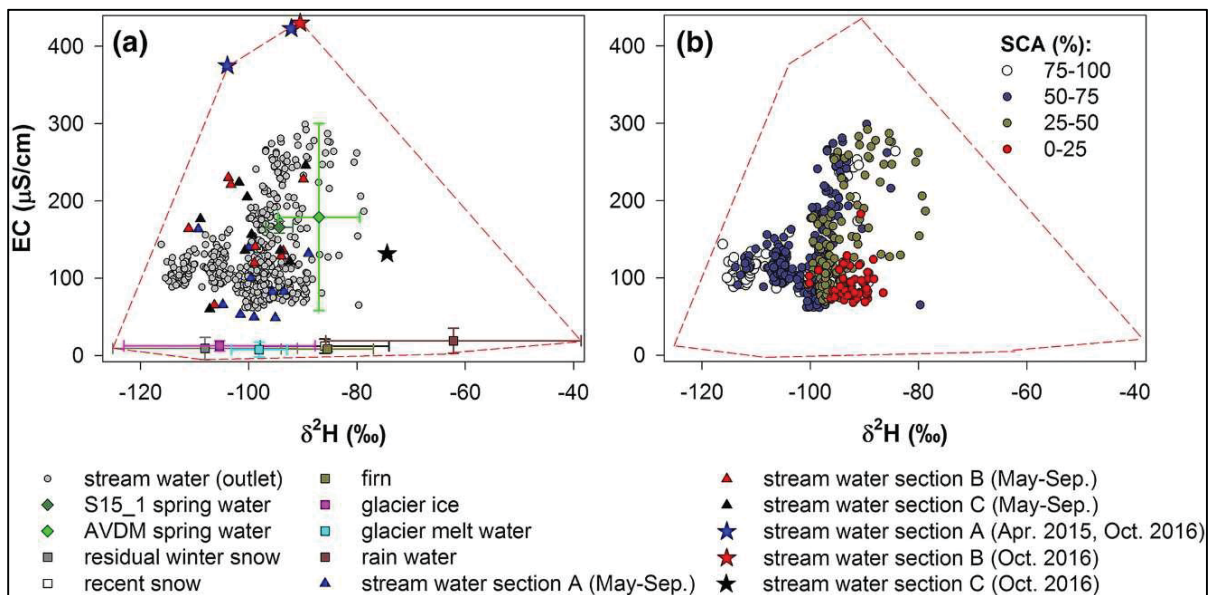


Figure 1.3 : Diagramme de mélange de $\delta^2\text{H}$ en fonction de la conductivité électrique (CE) pour les différentes sources d'eau. Tirée de Zuecco, 2018

Les ions majeurs dissous dans l'eau, cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) et anions (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , HPO_4^{2-}), constituent des traceurs hydrochimiques permettant de caractériser l'origine des eaux et les processus d'interaction eau-roche au sein du bassin versant. Leur concentration dans un cours d'eau résulte de la combinaison des apports atmosphériques, de l'altération des minéraux du substrat géologique et des intrants anthropiques d'origine agricole ou industrielle. Dans les bassins versants agricoles, les ions Na^+ et Cl^- sont fréquemment utilisés comme traceurs, dont Cl^- est considéré comme conservatif (Kirchner, 2003), c'est-à-dire non

réactifs, permettant de suivre les masses d'eau sans interférence biogéochimique, tandis que le NO_3^- renseigne sur les apports azotés d'origine agricole et leur dynamique saisonnière. Le diagramme de Piper, représentation graphique de la composition ionique relative des eaux, permet de classifier les faciès hydrochimiques et d'identifier les processus d'interaction eau-roche dominants, ainsi que les mélanges entre masses d'eau de compositions différentes (Freeze et Cherry, 1979).

1.4.3 Traceurs des apports souterrains

a) Radon-222

Le radon-222 (^{222}Rn) est un gaz noble radioactif naturel produit par la désintégration du radium-226 dans les sédiments et les roches de l'aquifère (Schubert, 2020). En raison de sa production continue dans les milieux souterrains et de sa courte demi-vie (3,82 jours), le ^{222}Rn présente des activités nettement plus élevées dans les eaux souterraines que dans les eaux de surface, où il disparaît rapidement par dégazage atmosphérique (Cook, 2013). Cette différence d'activité entre les deux compartiments fait du ^{222}Rn un traceur naturel particulièrement efficace pour identifier et localiser les zones de résurgence souterraine le long d'un cours d'eau : une augmentation de l'activité en ^{222}Rn entre deux stations consécutives indique un apport d'eau souterraine dans ce tronçon, tandis qu'une diminution reflète le dégazage atmosphérique ou la dilution par des eaux de surface pauvres en ^{222}Rn (Rogers, 1958 ; Cook, 2006).

La quantification des apports souterrains à partir des activités en ^{222}Rn repose sur un bilan de masse tenant compte des termes de production, de dégazage atmosphérique et de désintégration radioactive le long du profil longitudinal du cours d'eau. Le modèle de référence, développé par Cook (2006) et étendu par des travaux ultérieurs, a été implémenté dans le logiciel Finiflux (Frei et Gilfedder, 2015), qui résout numériquement ce bilan de masse en intégrant les processus de production hyporhéique, de dégazage et de désintégration radioactive. Ce logiciel permet d'estimer les débits de résurgence souterraine par tronçon le long du profil longitudinal, fournissant une cartographie spatiale quantitative des apports souterrains que les seules données isotopiques ne permettent pas d'obtenir.

b) Silice dissoute comme indicateur des temps de résidence souterrains

La silice dissoute (SiO_2) constitue un traceur géochimique naturel des temps de résidence souterrains (Picard, 2025), dont le principe repose sur l'altération des minéraux silicatés, feldspaths, minéraux argileux, quartz, lors du transit de l'eau dans les aquifères. Cette réaction, lente et irréversible dans les conditions de température et de pression des aquifères superficiels, conduit à une accumulation progressive de SiO_2 dissoute proportionnelle au temps de contact entre l'eau et le substrat géologique (Clark et Fritz, 1997). Contrairement aux ions conservatifs comme le chlorure, la silice n'est généralement pas apportée par les intrants agricoles ni par les précipitations en quantités significatives, ce qui en fait un traceur relativement spécifique des contributions souterraines dans les bassins versants tempérés.

Des concentrations élevées en SiO_2 dans un cours d'eau indiquent une contribution importante d'eaux ayant transité longuement dans le substrat souterrain, reflétant une recharge ancienne et des temps de résidence prolongés caractéristiques des aquifères de till ou de roches fracturées (Picard, 2025). À l'inverse, des valeurs faibles suggèrent une dominance des eaux de ruissellement récentes ou de fonte, peu enrichies en silice faute de contact prolongé avec le substrat. La silice dissoute est donc particulièrement utile pour discriminer les substrats géologiques le long d'un profil longitudinal, un tronçon sur till présentera des concentrations en SiO_2 systématiquement plus élevées qu'un tronçon sur sédiments sableux à perméabilité plus élevée et temps de résidence plus courts, et pour confirmer spatialement les zones d'apport souterrain identifiées par les autres traceurs (Maguire, 2016).

CHAPITRE 2

OBJECTIFS, HYPOTHÈSES ET MÉTHODOLOGIE

2.1 Objectifs liés au projet de maîtrise

La revue de littérature a permis d'établir trois constats quant au fonctionnement global des bassins versant dont l'agriculture occupe une importante place. Premièrement, le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants agricoles est structuré par un ensemble de processus, précipitations, infiltration, ruissellement, recharge et résurgence, dont les proportions relatives varient fortement selon la saison et l'occupation du sol, conditionnant la connectivité entre les masses d'eau et la dynamique de transit de l'eau du sol vers le cours d'eau, et inversement. Deuxièmement, les pressions anthropiques perturbent cette connectivité naturelle en modifiant les chemins d'écoulement, en accélérant le transfert des contaminants vers les masses d'eau constitutives du bassin versant et en réduisant les opportunités de transformation biogéochimique. Ces perturbations sont amplifiées par les changements climatiques, qui modifient la redistribution saisonnière et la dynamique hydrologique de la ressource en eau. Troisièmement, la capacité de support du cours d'eau, définie comme la capacité d'un milieu à maintenir un état standard non contraignant pour son équilibre écologique (Gangbazo, 2005), constitue la limite à ne pas franchir pour préserver à la fois la biodiversité aquatique et l'intégrité du Marais de la Grande Baie, exutoire protégé du bassin versant. Or, il est essentiel d'évaluer d'éventuels dépassements des concentrations en nitrates (NO_3^-) par rapport au seuil de recommandation de 13,3 mg/L (soit 3 mg-N/L) établi par le Conseil canadien des ministres de l'environnement pour la protection des écosystèmes aquatiques.

Dans ce contexte, il est nécessaire d'identifier les principaux facteurs régissant le fonctionnement hydrologique et biogéochimique d'un petit bassin versant agricole soumis à des pressions anthropiques et climatiques : (i) la structuration des échanges entre eaux souterraines et eaux de surface ; (ii) les mécanismes de transfert et d'exportation des contaminants, nitrates et carbone organique dissous, selon les périodes hydrologiques ; (iii) la capacité de support du cours

d'eau face aux variations hydrologiques. Différentes approches méthodologiques pour caractériser ces processus ont également été explorées et ont montré que, dans le contexte des petits cours d'eau agricoles à faible débit, une approche par traceurs géochimiques permet d'améliorer l'acquisition de données et d'informations d'un bassin versant. Il est donc essentiel de disposer d'un cadre d'interprétation intégré permettant de caractériser simultanément les dynamiques hydrologiques et biogéochimiques du bassin versant du ruisseau Rouse, afin de fournir une base scientifique robuste pour orienter la gestion durable de la ressource en eau. Ainsi, l'objectif principal et les trois sous-objectifs qui en découlent sont présentés à la Figure 2.1.

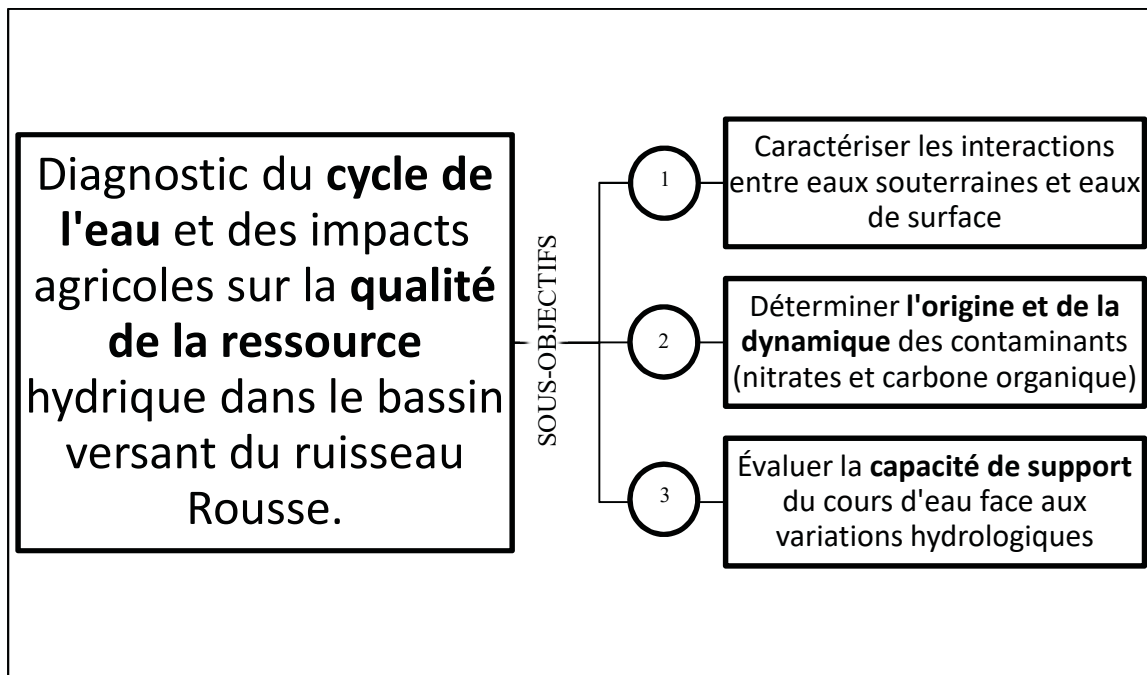


Figure 2.1 : Organigramme des objectifs du projet de maîtrise

2.2 Hypothèses

Sur la base des constats établis par la revue de littérature et des objectifs spécifiques définis ci-dessus, trois hypothèses de recherche structurent ce projet. Les échanges entre eaux souterraines et eaux de surface dans le ruisseau Rouse présentent une variabilité spatio-temporelle marquée. En période hivernale, les apports souterrains dominent le débit du cours d'eau. Au

printemps, la contribution de la fonte des neiges domine largement les flux hydriques du ruisseau Rouse. En périodes estivale et automnale, la contribution du ruissellement de surface s'accroît en réponse aux événements de précipitation intenses et à la diminution des apports souterrains associée aux conditions d'étiage. Deuxièmement, l'exportation des nitrates est principalement gouvernée par le régime hydrologique saisonnier, la fonte des neiges constituant le vecteur dominant via un mécanisme de premier lessivage, tandis que les apports diffus agricoles dominant en été. La dynamique du carbone organique dissous suit quant à elle une trajectoire inverse, maximale lors des événements de ruissellement activant la connectivité avec les horizons organiques des sols et des zones humides, et minimale sous débit de base dominant. Troisièmement, le ruisseau Rouse dépasse les seuils de recommandations de qualité de l'eau établis par le Conseil canadien des ministres de l'environnement pour les nitrates, particulièrement en période d'étiage où la capacité de dilution est minimale et où les apports souterrains chargés en nitrates dominant le débit, une vulnérabilité amplifiée par les conditions hydroclimatiques atypiques de 2024.

2.3 Méthodologie expérimentales

2.3.1 Instrumentation et campagnes de terrain dans le bassin versant du ruisseau Rouse

Cette section traite de l'instrumentation et des campagnes de terrain mis en place pour répondre à l'ensemble des objectifs spécifiques du projet. Cette méthodologie vise à : (i) capturer la variabilité spatiale des paramètres hydrologiques, hydrochimiques et isotopiques le long du profil amont-aval du ruisseau Rouse ; (ii) documenter la variabilité temporelle saisonnière de ces paramètres de qualité d'eau sur l'ensemble du cycle hydrologique annuel ; (iii) évaluer le rôle des apports latéraux des deux tributaires du cours d'eau principal ; (iv) fournir les données de débit nécessaires au calcul des flux massiques de contaminants.

Un réseau de six stations de surveillance permanentes d'amont en aval (SW1 à SW6, respectivement) a été déployé le long du profil longitudinal du Ruisseau Rouse entre novembre 2023 et décembre 2024. Ces stations ont été positionnées aux intersections route-cours d'eau pour

garantir l'accessibilité en toutes conditions, et leur disposition amont-aval représente des contextes distincts d'occupation du sol et de substrat géologique (Figure 3.1). Un suivi hydrométrique continu a été assuré par des capteurs de pression (Levelogger 5, Solinst) à un pas de temps de dix minutes aux six stations de mesure sur les périodes de non-couvert de glace. Les campagnes d'échantillonnage ont été réalisées à une fréquence bimensuelle à hebdomadaire selon la saison, couvrant l'ensemble des régimes hydrologiques du bassin versant. Le débit a été mesuré par jaugeage direct au moulinet électromagnétique (FH950, HACH) ou par essais de dilution au sel (NaCl) selon les conditions hydrauliques locales, permettant l'établissement de courbes de tarage aux stations SW2, SW4 et SW6 (amont, intermédiaire et aval, respectivement). Le dispositif est décrit en détail au Chapitre 3.

2.3.2 Caractérisation des interactions entre eaux souterraines et eaux de surface

Cette section traite du premier sous-objectif spécifique, qui vise à caractériser les échanges entre eaux souterraines et eaux de surface le long du Ruisseau Rousse. Ce sous-objectif vise à : (i) identifier les sources des masses d'eau contribuant au débit du cours d'eau selon les périodes hydrologiques saisonniers ; (ii) Distinguer les pôles géochimiques caractéristiques des eaux souterraines et des eaux de ruissellement ; (iii) Identifier les zones d'émergence des eaux souterraines le long du ruisseau Rousse.

Pour répondre à cet objectif, trois traceurs géochimiques naturels complémentaires ont été mobilisés. Les isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) ont été mesurés par spectrométrie laser (Picarro L2130-i) au laboratoire de géochimie des isotopes stables légers du GEOTOP-UQAM, à partir d'échantillons collectés à toutes les stations lors de chaque campagne saisonnière ainsi qu'à six puits privés distribués dans le bassin versant pour caractériser la signature isotopique des eaux souterraines. La droite météorique locale (LMWL) a été construite à partir des précipitations collectées sur site (Parc National d'Oka), fournissant le référentiel régional nécessaire à l'interprétation des signatures isotopiques des eaux de surface et souterraines. En comparant les signatures isotopiques des échantillons de surface par rapport à celles

des eaux souterraines et des précipitations, il est possible de retracer l'origine des masses d'eau et d'identifier les périodes de dominance souterraine ou des précipitations selon les saisons.

La conductivité électrique, mesurée in situ à toutes les stations lors de chaque campagne à l'aide d'une sonde multi-paramètres portable (ProfiLine Multi 3320, WTW), a été utilisée comme proxy de la minéralisation relative des eaux. Les eaux souterraines et les eaux de ruissellement présentant des signatures de conductivité électrique contrastées, la position des échantillons entre ces pôles permet de caractériser leur degré de mélange et d'identifier les périodes de dominance hydrologique à l'échelle saisonnière et longitudinale (Figure 3.2). La combinaison des signatures isotopiques et de la conductivité électrique dans des diagrammes de mélange constitue l'outil central de caractérisation des échanges souterrain-surface dans ce projet.

La silice dissoute (SiO_2), quantifiée par ICP-OES (Agilent 5110) au laboratoire LG4 de l'ÉTS lors de chaque campagne saisonnière, a été utilisée comme traceur indépendant des temps de résidence souterrains (Picard, 2025). Son accumulation dans les eaux résultant de la dissolution lente des minéraux silicatés lors du transit dans les aquifères, des concentrations élevées en SiO_2 indiquent une contribution souterraine à long temps de résidence, tandis que des valeurs faibles reflètent une dominance des eaux de ruissellement récentes peu enrichies en silice. Elle permet ainsi de confirmer spatialement les zones d'apport souterrain identifiées par les isotopes et la conductivité électrique. Les résultats relatifs à cet objectif sont présentés et discutés au Chapitre 3.

2.3.3 Détermination de l'origine et de la dynamique des contaminants

Cette section traite du deuxième sous-objectif spécifique, qui vise à déterminer l'origine spatiale et la dynamique saisonnière du nitrate et du carbone organique du Ruisseau Rousse. Ce sous-objectif vise à : (i) identifier les sources spatiales de nitrates et de carbone organique

dissous le long du gradient longitudinal amont-aval ; (ii) caractériser les mécanismes de transfert saisonniers qui gouvernent leur exportation vers l'exutoire.

Les ions majeurs, cations (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) et anions (Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-}), ont été quantifiés respectivement par ICP-OES (Agilent 5110) et chromatographie ionique (Dionex DX-500) au laboratoire LG4 de l'ÉTS, avec des incertitudes analytiques inférieures à 0,2 mg/L. L'alcalinité a été déterminée par titration acide (H_2SO_4 1,6 N).

Le carbone organique dissous et le carbone organique total ont été mesurés au laboratoire LGEPE de l'ÉTS à l'aide d'un analyseur de carbone organique total (FORMACS HT TOC, Skalar). La caractérisation qualitative de la matière organique dissoute a été réalisée par fluorimétrie (Cary Eclipse, Varian) à travers trois indices complémentaires : l'indice biologique BIX, permettant de distinguer les contributions autochtones et allochtones ; l'indice de fluorescence FI, caractérisant l'origine microbienne ou terrestre de la matière organique ; et l'indice SUVA_{254} , renseignant sur la teneur en composés aromatiques et le degré d'humification de la matière organique dissoute. Le couplage des signatures isotopiques avec les données de concentration en nitrates et en carbone organique dissous a permis d'attribuer les variations saisonnières de ces contaminants à des compartiments hydrologiques spécifiques, en distinguant les apports d'origine souterraine des apports de ruissellement de surface. Les résultats relatifs à cet objectif sont présentés et discutés au Chapitre 3.

2.3.4 Évaluation de la capacité de support du cours d'eau

De manière à répondre au troisième et dernier sous-objectif, deux approches complémentaires ont été déployées pour évaluer la capacité de support hydrologique et biogéochimique du ruisseau Rousse face aux pressions anthropiques et climatiques.

Les concentrations en nitrates mesurées aux différentes stations ont d'abord été analysées afin d'évaluer d'éventuels dépassements du seuil de recommandation établi par le Conseil canadien des ministres de l'environnement pour la protection de la vie aquatique, fixé à 13,3 mg/L (soit

3 mg-N/L) (CCME, 2012). Afin de mieux caractériser la dynamique spatiale des nitrates et la capacité de dilution du cours d'eau sous différents régimes hydrologiques, des courbes de tarage ont ensuite été développées aux stations SW2, SW4 et SW6 à partir de mesures de débit bimensuelles réalisées entre mai et juillet 2024, en combinant des jaugeages au vélocimètre électromagnétique et des essais de dilution au sel selon les conditions hydrauliques locales. Ces relations hauteur-débit, couplées aux enregistrements continus de niveau d'eau, ont permis d'estimer les débits en continu à chaque station. Les flux massiques de nitrates ont ensuite été calculés en combinant les concentrations mesurées aux estimations de débit, afin d'évaluer les charges saisonnières exportées vers le Marais de la Grande Baie selon le gradient amont-aval. Les résultats associés à cet objectif sont présentés et discutés au Chapitre 3.

CHAPITRE 3
**HYDROLOGICAL REGIME SHIFTS STRUCTURE NITRATE AND ORGANIC
MATTER EXPORT IN A GROUNDWATER-FED AGRICULTURAL HEADWATER
SYSTEM**

Benjamin Bouakline^{a,b,c}, Janie Masse-Dufresne^{a,b,c*}, Christin Muller^{b,c,d}, and Florent Barbecot^{b,c,d}

^aHydrology, Climate and Climate Change Laboratory, École de Technologie Supérieure,
1100 rue Notre Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada, H3C 1K3;

^bGeotop research center, Université du Québec à Montréal, 201 Av. du Président-Kennedy,
Montréal, QC H2X 3Y7;

^cCentrEau research center, Université Laval, 1065, avenue de la Médecine Québec, Québec,
Canada, G1V 0A6;

^dDepartment of Earth and atmospheric sciences, Université du Québec à Montréal, 1100 rue
Notre Dame Ouest, Montréal, Québec, Canada, H3C 1K3.

Article soumis pour publication à la revue « Hydrological Sciences Journal » le 31 mars 2026

*corresponding author: janie.masse-dufresne@etsmtl.ca

3.1 Abstract

Headwater streams are particularly sensitive to anthropogenic and climatic pressures due to their limited capacity to buffer hydrological and biogeochemical disturbances. This study characterizes groundwater and runoff controls on nitrate and organic carbon export along the Ruisseau Rouse catchment (27 km², Oka, Québec), an agricultural-dominated watershed. Groundwater and runoff contributions were traced using stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) and major ions at six monitoring stations sampled at bi-monthly to weekly timesteps throughout 2024. Results identify two contrasting seasonal hydrological regimes, groundwater-dominated in winter and spring, runoff-influenced in summer and autumn, that govern pollutant export dynamics. Snowmelt constitutes the primary nitrate export driver through a first-flush mechanism, while diffuse agricultural inputs dominate midstream exports in spring and summer. Dis-

solved organic matter was predominantly allochthonous, with the upstream wetland zone identified as the dominant dissolved organic carbon source. These findings provide a robust framework to guide water resource management in agricultural headwater catchments.

3.2 Introduction

Freshwater resources are under increasing pressure worldwide, driven by the combined effects of climate change, demographic growth, and the intensification of human activities (Rockström et al., 2009). Streams and rivers are particularly sensitive to these pressures, receiving and redistributing water, nutrients, and contaminants from their entire contributing area, and functioning as integrative components of hydrological and hydrochemical processes across their catchments (Dwivedi, 2025). Anthropogenic pressures, agricultural, urban, and industrial, result in a progressive accumulation of pollutants along river networks, combining diffuse inputs and point source discharges from upstream to downstream (Vörösmarty et al., 2010). These pressures alter the mobilization, transport, and transformation of key solutes such as nitrate and organic carbon, with important implications for ecosystem functioning, biogeochemical cycling, and downstream water quality (Ryan, 2024). Among the solutes of greatest concern, nitrate (NO_3^-) and dissolved organic carbon (DOC) stand out as particularly informative indicators of catchment functioning and anthropogenic alteration: nitrate, as the dominant form of reactive nitrogen in agricultural landscapes, is directly linked to fertilizer inputs and soil nitrification processes, while organic carbon integrates both terrestrial inputs and in-stream metabolic activity (Huang, 2020; Li, 2025). Their concentrations and dynamics in streams reflect the cumulative effects of land use, hydrological connectivity, and biogeochemical processing across the catchment, with cascading consequences for aquatic ecosystems and the ecosystem services they provide (Vörösmarty et al., 2010).

Small headwater catchments play an important role in this context. Their limited drainage area, shallow soils, and proximity to terrestrial sources confer a high sensitivity to changes in land use and precipitation regimes, with limited buffering capacity and rapid hydrological responses relative to larger river systems (Dayal, 2024; Pan, 2021). Aquatic ecosystems in small agricultural and industrial catchments are increasingly subjected to pressures related to land use

changes, agricultural intensification, and point or diffuse industrial discharges, and their limited dilution capacity amplifies water quality variations and increases their vulnerability to environmental disturbances (Vörösmarty et al., 2010). Precisely because of this sensitivity, headwater streams can act as sentinels of biogeochemical transitions that may later emerge in larger catchments facing similar climatic and land-use pressures, making their monitoring strategically valuable beyond the local scale.

In agricultural catchments, the transfer of NO_3^- from soils to the stream results from the integration of multiple flow pathways, each mobilizing distinct chemical reservoirs (Heppell, 2017). Nitrate is primarily produced in upper soil horizons through nitrification, before being conveyed to the stream via groundwater flow paths and tile drainage systems, which explains its elevated concentrations during low-flow periods or phases of rising groundwater levels (Tesoriero et al., 2013). These dynamics translate into pronounced seasonal and interannual variability in nitrate export: annual NO_3^- loads are strongly influenced by hydrological conditions, with higher exports typically occurring in wet years or during snowmelt periods, highlighting the importance of capturing this variability in monitoring programs (Bauwe & Lenartz, 2024; Yang et al., 2022; Basu et al., 2011). Understanding the interactions between groundwater and surface water is therefore essential, as they largely control water budgets, nutrient transport, and ecological resilience to anthropogenic pressures (Kant, 2025; Nawalany, 2020). Dissolved organic carbon dynamics follow a complementary but distinct pattern. OC in stream systems can originate from organic-rich upper soil horizons, mobilized during rainfall events, lateral flow, and rapid runoff that flush the soil's organic layer (allochthonous), or be produced within the stream itself (autochthonous) (Heppell, 2017). Seasonal dynamics regulate these connections: groundwater contributions dominate during low-flow conditions, yielding high NO_3^- and low OC concentrations, whereas storms and high-flow events enhance the influence of surface and near-surface pathways, producing elevated OC and diluted NO_3^- (Heppell, 2017). Several optical and fluorescence indices have been developed to identify the origin of organic matter in surface waters: the Biological Index (BIX) and the Fluorescence Index (FI) were designed to distinguish autochthonous DOM production in aquatic environments (Huguet et al., 2009). Consequently, the stream reflects the combined

influence of hydrological and biogeochemical processes, nitrification, mineralization, and mobilization of organic matter, that occur across the catchment.

Despite the recognized importance of these processes, many monitoring studies have focused on catchment outlets, where a single measurement point is assumed to integrate upstream dynamics. Yet flow paths, residence times, and the contributions of distinct landscape units, agricultural fields, riparian zones, wetlands, urban areas, and forested areas, are not homogeneous along stream networks, and vary substantially from headwaters to the outlet (Vörösmarty et al., 2010; Dwivedi, 2025). This spatial heterogeneity generates complex patterns of solute mixing, and transformation along the upstream–downstream continuum that are invisible to single-point monitoring at the outlet. Longitudinal characterization of solute dynamics is therefore essential for identifying critical source zones and understanding the cumulative effects of land use along the stream to the catchment’s water resources.

The interactions between groundwater and runoff contributions also remain insufficiently resolved, particularly when considered jointly along the upstream–downstream continuum and under varying hydrological regimes. This knowledge gap is especially critical during low-flow conditions, when reduced dilution capacity and enhanced groundwater influence can amplify solute concentrations and reveal underlying controls on export dynamics (Stevenson, 2024). To address these challenges, recent studies have emphasized the value of multimethod approaches combining high-frequency monitoring with hydrochemical and isotopic tracers to better constrain flow-path contributions and solute sources (Zeuner, 2025). However, such integrative approaches remain rare, particularly at the scale of small agricultural catchments.

The goal of this research was to characterize how groundwater and runoff regulate the export of nitrate and organic carbon along the upstream-downstream continuum, by disentangling their relative contributions across hydrological conditions, in order to inform water resources management decisions. This work was carried out at the Ruisseau Rousse catchment, located in Oka (Quebec, Canada), a small-scale catchment dominated by agricultural land use. The specific objectives were to: (1) investigate groundwater and runoff contributions to surface water and (2) characterize the sources and dynamics of nitrate and organic carbon in surface water.

3.3 Material and Method

3.3.1 Study site

The Ruisseau Rouse catchment (27 km²) is located in the St. Lawrence Lowlands, within the municipality of Oka, approximately 40 km northwest of Montreal (Quebec, Canada). The Ruisseau Rouse, constitutes the main drainage axis of the catchment and discharges into a wetland of significant ecological and recreational significance for the Greater Montreal region (Bouchard Laurendeau, 2012). The catchment is dominated by agricultural land use (39%) and forested areas (29%). Wetlands account for approximately 26% of the catchment, while urban land use occupies only a limited proportion (6%) (Ministère des Ressources naturelles et des Forêts, 2026). The spatial distribution of land use types indicates that agricultural areas occupy the northernmost part of the catchment. Forested areas and wetlands are primarily located in the upstream and downstream sections, respectively (Figure 3.1). Agricultural activities consist mainly of field crops (corn and soybeans), market gardening, and apple orchards.

The topography is relatively gentle, with elevations ranging from 190 m a.s.l. to 28 m a.s.l. Slopes are generally low, with a mean slope of 0.01 m/m. The geological context of the catchment consists of Precambrian intrusive plutonic rocks (charnockite and mangerite), Cambrian sedimentary rocks (conglomerate) and Cretaceous carbonatite. The area is mainly overlain by Quaternary till and glacio-marine deposits ranging from silts to gravelly sands (Figure 3.1). Marine clay deposits occur along the river in the downstream section (Brouard et al., 2020).

The regional climate is continental humid, with cold winters and warm summers. Mean annual precipitation is approximately 1041 mm, and mean annual air temperature is about 7.0 °C, with monthly averages ranging from -9.2 °C to 21.7 °C, based on 1991–2020 climate normals (Environment Canada, 2026).

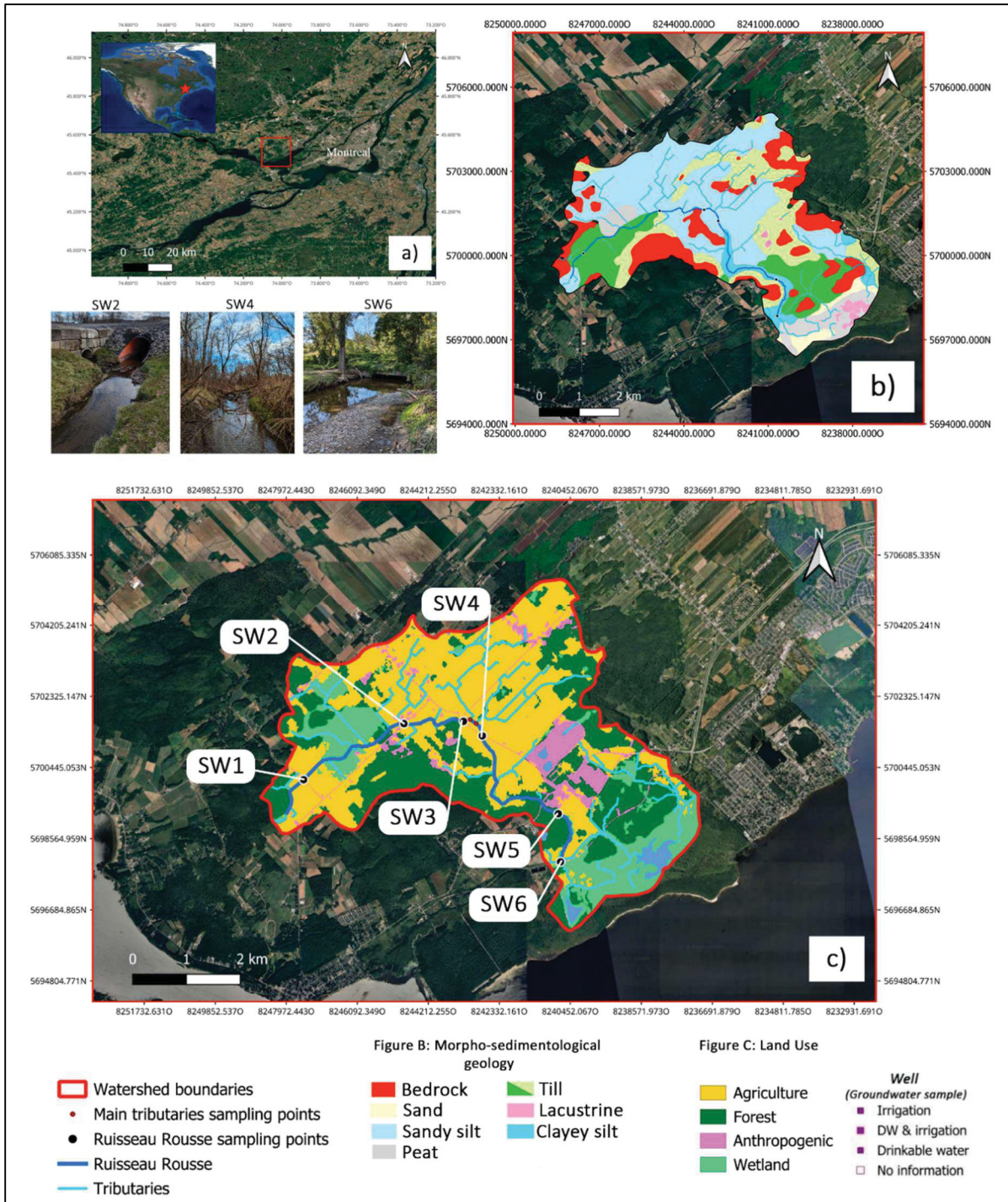


Figure 3.1: (a) Location of the Ruisseau Rouse watershed (Oka, Quebec); (b) Quaternary deposits; and (c) land use

3.3.2 Field instrumentation

A network of six (6) monitoring stations (Figure 3.1) was deployed in 2023-2024 along the Ruisseau Rousse to characterize the spatial and temporal variability of hydrological, hydrochemical, and isotopic parameters. The monitoring stations were installed at river-roads intersections to ensure accessibility and operational safety (Figure 3.1). Their upstream-to-downstream arrangement (SW1 to SW6) was selected to characterize longitudinal hydrological and water quality variability, to represent distinct land-use and geomorphologic settings within the catchment (Table 3.1), and to constrain the contribution of two tributaries (T2 and T3).

Tableau 3.1 : Characteristics of the different monitoring stations representative of the Ruisseau Rousse stream, classified according to reach position, distance, channel depth and width, along with the surrounding land use of the sub-catchment and its Quaternary geological profile

Stations	SW1	SW2	SW3	SW4	SW5	SW6
Distance from outlet (km)	7.86	5.54	4.29	3.76	1.07	0
Depth (m)	-	0.16	0.18	0.18	0.23	0.27
Width (m)	0.6	1	2	3.2	3.9	4.5
Dominant land use upstream of the station	A	U / A	F / A	A	F	W
Quaternary sediments	T	SS	SS	SS	CS	CS
Land use codes : A: Agricultural; U: Anthropogenic; F: Forested; W: Wetland						
Quaternary sediments codes: T: Till; SS: Sandy slit; CS: Clayey silt						

Stream stage and water temperature were measured using pressure transducers (Levelogger 5, Solinst) housed in a perforated stilling well, at 10-minute intervals. The transducers were

installed at each of the 6 stations during the ice-free periods (May to November). Staff gauges were additionally installed for punctual reference of the water level.

Stream discharge was assessed through periodic manual measurements when field conditions permitted. Depending on local hydraulic conditions, discharge was quantified using either velocity measurements with an electromagnetic flow meter (FH950, HACH) or salt dilution tracer tests (NaCl), coupled with an electrical conductivity probe (Levelogger LTC 5, Solinst). Stage–discharge relationships were developed at three representative stations: SW2 (upstream), SW4 (midstream), and SW6 (downstream).

Meteorological data were available from a meteorological station located within the study area (45°30' N, 74°04' W), obtained from the Environment and Climate Change Canada database (available online at <https://climat.meteo.gc.ca/>, last accessed 22 March 2026). This database provided daily records of air temperature (maximum, minimum, and mean), total precipitation (rainfall and snowfall), and snow depth. However, historical meteorological data (1991–2020) were obtained from the Montréal Trudeau-Elliott Airport weather station (45°28'04" N, 73°44'30" W).

3.3.3 Sampling strategy

All six (6) monitoring stations (SW1 to SW6) were visited, when possible, on a biweekly to monthly basis to perform in-situ measurements of temperature, electrical conductivity and pH, using a multi-parameter instrument (ProfiLine Multi 3320, equipped with SenTix 41 pH probe and a TetraCon 325 conductivity probe, WTW) and to collect surface water grab samples. Calibration of the probes was performed before each field visit using buffer solutions at pH 4, 7, and 10 and at 1413 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Samples were collected in 30-ml High-Density Polyethylene (HDPE) vials for major ions, stable isotopes of water, and organic carbon analyses, and in 60-ml glass vials for alkalinity analyses. Samples for major ions, dissolved organic carbon, and alkalinity were filtered on-site, using 0.45 μm nylon syringe filters. All surface water samples were transported in a cooler and stored at 4 °C until analysis.

Calibration was performed prior to deployment in accordance with manufacturer recommendations (YSI, 2024). The probe was mounted on a metal rod inserted into the streambed, positioned in the main flow path where most of the discharge was conveyed. It was secured to ensure that all sensors were located approximately at mid-depth within the water column. Measurement accuracy was assessed by measuring against standard buffer solutions biweekly. Raw data were exported via KOR software (YSI) and imported into a spreadsheet for processing.

Groundwater samples for stable isotopes of water were collected during the summer of 2023 from a selection of 6 pumping wells (private wells), distributed across the catchment. Sampling, transport, conservation and analyses followed the same procedure as for surface water samples.

3.3.4 Laboratory analysis

Alkalinity was determined at the École de Technologie Supérieure Laboratory of Water Engineering and Environmental Process Engineering (LGEPE) by acid titration (H_2SO_4 1.6 N) using two methods: a manual titrator (AL-DT HACH) and an automatic titrator (Titrablab TIM845, Radiometer). The equivalence point was calculated using Gran titration analysis, following standard method (APHA, 2012). Results are expressed in meq/L of HCO_3^- .

Major cations (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) and anions (Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}) were analyzed at the École de Technologie Supérieure Geotechnical, Geoenvironmental, Geomechanical, and Geophysical Laboratory (LG4). Cations were quantified by ICP-OES (Agilent 5110), and anions by ion chromatography (Dionex DX-500). Calibration standards were prepared from a stock solution at 1000 ppm (SCP Science). Three internal reference materials and blanks are analyzed at the beginning of each analytical sequence to ensure quality control. Typical analytical uncertainties and detection limits were better than 0.2 mg/L. From all samples ($n = 70$), 89 % ($n = 62$) have ionic error balance $\leq 5\%$, with only 7 % ($n = 5$) with ionic error balance of $> 5\%$ to $< 10\%$.

Total organic carbon (TOC) and dissolved organic carbon (DOC) were measured at the École de Technologie Supérieure Laboratory of Water Engineering and Environmental Process Engineering (LGEPE) using a TOC analyzer (FORMACSTTM HT TOC, Skalar). Calibration standards were prepared in the laboratory from a stock solution at a concentration of 1000 ppm C, and DOC samples were pre-filtered in situ using 0.45 µm filters. Prior to each batch of samples, a series of blanks (distilled water) and reference material (tap water) was included for analysis. The measurement range spans from 0 ppm C to 100 ppm C.

Biological index (BIX), fluorescence index (FI), and UV absorbance at 254 nm (SUVA₂₅₄) were determined using a fluorometer (Cary Eclipse fluorometer, Varian) at the École de Technologie Supérieure Laboratory of Water Engineering and Environmental Process Engineering (LGEPE). Prior to analysis, samples were filtered in situ through 0.45 µm PTFE filters. Instrument calibration was performed using distilled water, and all measurements were carried out exclusively in quartz cells. To calculate the BIX and FI indices, two pairs of emission/excitation wavelengths were used: 380/310 nm and 430/310 nm for BIX, and 450/370 nm and 500/370 nm for FI.

Stable isotopes of the water molecule were measured using laser spectrometry (L2130-i, Picarro) at the Geotop-Université du Québec à Montréal Light stable isotope geochemistry laboratory. Calibration of the instrument measurements to the VSMOW2–SLAP2 scale was performed using three internal standard waters ($\delta^{18}\text{O} = 0.11 \pm 0.07 \text{ ‰}$, $-13.80 \pm 0.06 \text{ ‰}$, and $-20.37 \pm 0.03 \text{ ‰}$; $\delta^2\text{H} = 1.22 \pm 0.29 \text{ ‰}$, $-99.45 \pm 0.56 \text{ ‰}$, and $-155.92 \pm 0.33 \text{ ‰}$). According to the laboratory methodology, a fourth standard water ($\delta^{18}\text{O} = -6.72 \pm 0.03 \text{ ‰}$; $\delta^2\text{H} = -50.84 \pm 0.72 \text{ ‰}$) was analysed as an unknown for each analytical sequence to ensure the accuracy of the calibration of the three previous standards. The overall analytical uncertainty (1σ) is better than $\pm 0.1 \text{ ‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 1.0 \text{ ‰}$ for $\delta^2\text{H}$.

3.3.5 Natural Tracers and Isotopes

Mass fluxes were used to characterize solute transport along the Ruisseau Rouse. Flux estimates were derived by coupling concentration measurements and discharge estimates (within ± 10 min of sampling) Discharge estimates were obtained from the rating curves and water level measurements.

BIX and FI were used to distinguish DOM sources (autochthonous vs. allochthonous). These indices are defined as follows (Vacher, 2004 ; Huguet et al., 2009):

$$BIX = \frac{EM\ 380\ EX\ 310}{EM\ 430\ EX\ 310} \quad (2.1)$$

$$FI = \frac{EM\ 450\ EX\ 370}{EM\ 500\ EX\ 370} \quad (2.2)$$

where EM is the emission wavelength, and EX is the excitation wavelength

UV absorbance at 254 nm (A_{254}) is an indirect measure of aromatic compound content within DOM (Liu, 2022). The $SUVA_{254}$ index, defined as the ratio between absorbance at 254 nm (m^{-1}) and DOC concentration (mgC/L), was used to assess the chemical nature of organic matter:

$$SUVA_{254} = \frac{A_{254}}{[DOC]} \quad (2.3)$$

3.4 Results

3.4.1 Hydrometeorological context

During the study period (Nov 2023 to Dec 2024), annual precipitation reached 1088 mm, and the mean annual temperature was 7.7 °C. Winter 2023-2024 was milder than average, with a mean temperature of -4.7 °C, representing a +0.7 °C difference from the 1991–2020 climatic normals. Total precipitation during winter 2024 was similar to the historical average, totalling 260 mm, which represents an excess of 17 mm relative to the 1991–2020 normals (Table 3.2). However, snowfall was limited to 132 cm (or 87 mm water equivalent), well

below the long-term mean of 217 cm. This led to reduce snow accumulation, likely limiting water storage. Snowpack was completely melted by early April. Spring 2024 was also milder than average, with a mean temperature of 11.4 °C, a +5.4 °C difference compared to the 1991-2020 normals. Precipitations were similar to climatic normal, with a total of 245 mm. and a. Snowpack was completely melted by early April. Summer 2024 followed a different pattern, with 74.1% more precipitation compared to the historical data (467.0 mm in total, 198.7 mm more than the historical data) and mean temperature of 19.1 °C, a –1.3 °C difference compared to the 1991-2020 normals. The high precipitation totals observed during summer 2024 were largely driven by Storm Debby (131 mm), which occurred between August 9 and 10, 2024 (Figure 3.2). Similarly, several other significant precipitation episodes occurred throughout the summer, including a two-day event on June 22-23 (67 mm cumulative) and a major event on July 10 (64 mm). These events contributed to elevated runoff and transient increases in stream discharge. In particular, the extreme event induced rapid hydrological responses, generating large volumes of surface runoff and resulting in the highest recorded water levels. Autumn 2024 exhibited markedly drier and colder conditions, with precipitation totaling 116 mm, representing a 58% deficit relative to the 1991–2020 normals (–161 mm below the historical average), and a mean temperature of 4.8 °C, a –4.3 °C difference from the long-term normals.

Tableau 3.2 : Seasonal (summer, autumn, winter and spring) and annual mean air temperature (°C) and cumulative total precipitation (mm) at the study site during the study period (2023-2024), compared with the 1991-2020 climatological normal. Differences indicate anomalies relative to the historical baseline; percentage values are reported for total precipitation

	Mean air temperature (°C)			Cumulative total precipitation (mm)		
	This study	Historical data	Difference	This study	Historical data	Difference
Winter (DJF)	-4.7	-7.4	2.7	260.0	243.2	16.8 (+6.9%)
Spring (MAM)	11.4	6.0	5.4	245.0	252.8	-7.8 (-3.1%)
Summer (JJA)	19.1	20.4	-1.3	467.0	268.3	198.7 (+74.1%)
Autumn (SON)	4.8	9.1	-4.3	116.0	276.5	-160.5 (-58%)
Annual	7.7	7.0	0.7	1088	1040.8	47.2 (19.3%)

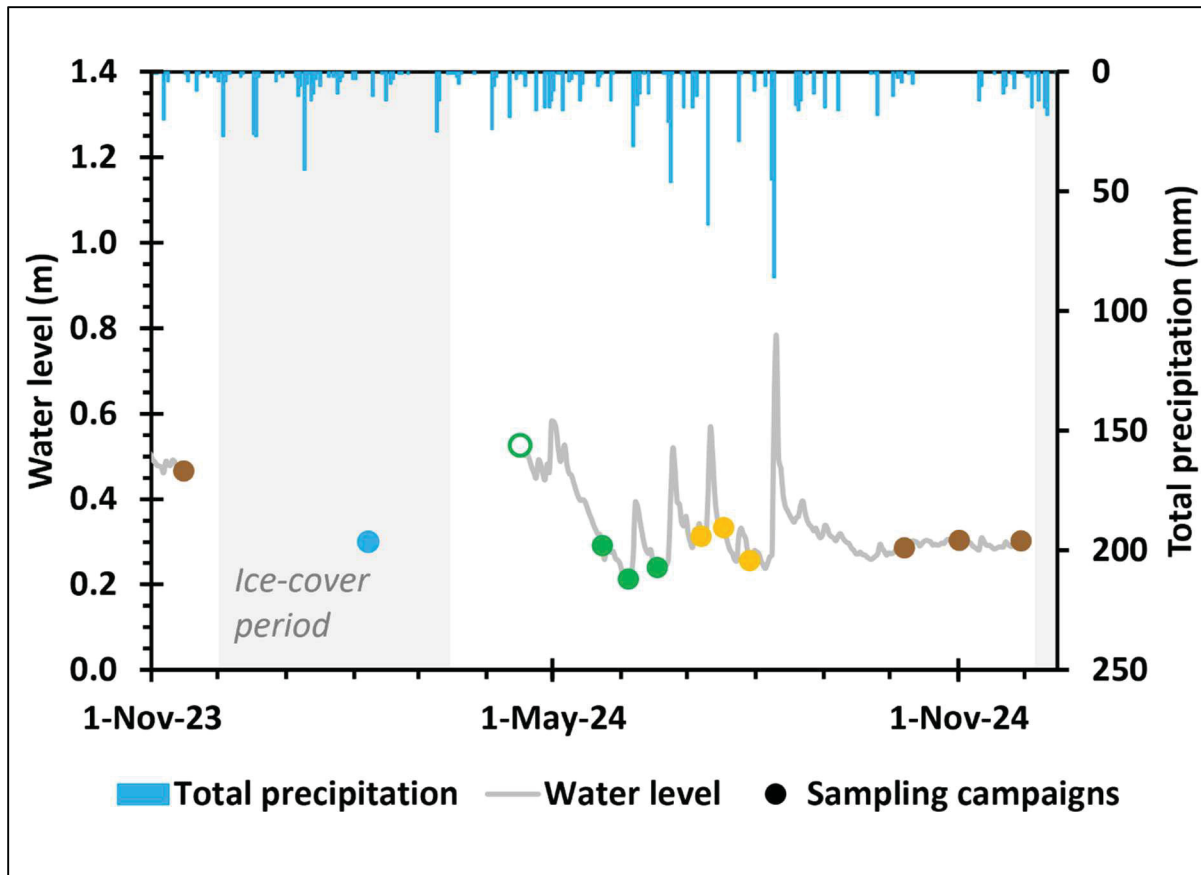


Figure 3.2 : Water level elevation variations at the outlet of the Ruisseau Rouse and monthly precipitation over the sampling period from July 2022 to December 2024

3.4.2 Isotopic signatures

The isotopic composition of precipitation, groundwater, and surface waters (stream and tributaries) are depicted in Figure 3.3a. Observed isotopic composition of precipitation ranges between -15.76‰ and -4.72‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and from -117.35‰ to -35.08‰ for $\delta^2\text{H}$. The local meteoric water line (LMWL) was defined at $\delta^2\text{H} = 7.47 \delta^{18}\text{O} + 7.17$, using all precipitation data ($n = 27$) and a precipitation amount weighted least squares regression method (Hughes & Crawford, 2012).

The isotopic composition of groundwater samples ($n = 6$) all plot on the LMWL, with $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -11.00‰ to -12.17‰ and $\delta^2\text{H}$ values from -74.38‰ to -83.55‰ .

Compared to the long-term amount-weighted mean precipitation at Ottawa (-10.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -75‰ for $\delta^2\text{H}$; IAEA/WMO, 2018), these values display a clear shift toward more depleted signatures, consistent with preferential groundwater recharge during snowmelt and the dominance of isotopically lighter cold-season inputs. These values closely align with the regional groundwater signatures reported in previous studies (e.g., Barbecot et al., 2018, Masse-Dufresne et al., 2022). The absence of evaporative enrichment further supports a meteoric origin and suggests limited post-recharge isotopic modification.

During the study period, the isotopic composition of the Ruisseau Rousse stream ($n = 65$) ranged between -11.96‰ and -9.72‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and from -82.44‰ to -64.72‰ for $\delta^2\text{H}$. All stream samples plot closely to the LMWL (Figure 3.3b), indicating the absence of significant evaporative enrichment. Stream isotopic values overlap those of groundwater during winter and early spring (Figure 3.3c), suggesting a strong groundwater contribution to streamflow. During the snowmelt period (i.e., from late February to April), the stream isotopic composition becomes more depleted and shift toward values characteristic of the snowpack (Figure 3.3a), reflecting the contribution of meltwater to discharge. During summer and autumn, stream isotopic signatures become more enriched while remaining aligned with the LMWL (Figure 3.3b; 3.3c). This seasonal enrichment likely reflects an influence of isotopically heavier rainfall.

The tributaries ($n = 10$) exhibit $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -10.64‰ to -9.97‰ and $\delta^2\text{H}$ values from -71.15‰ to -66.86‰ . All samples plot closely along the LMWL, indicating no evaporative influence (Figure 3.3b). Although sampled only during spring and summer, their isotopic signatures remain comparable to those of groundwater, suggesting a persistent groundwater control. These tributaries are therefore likely baseflow-dominated systems, sustained primarily by subsurface inputs rather than direct runoff.

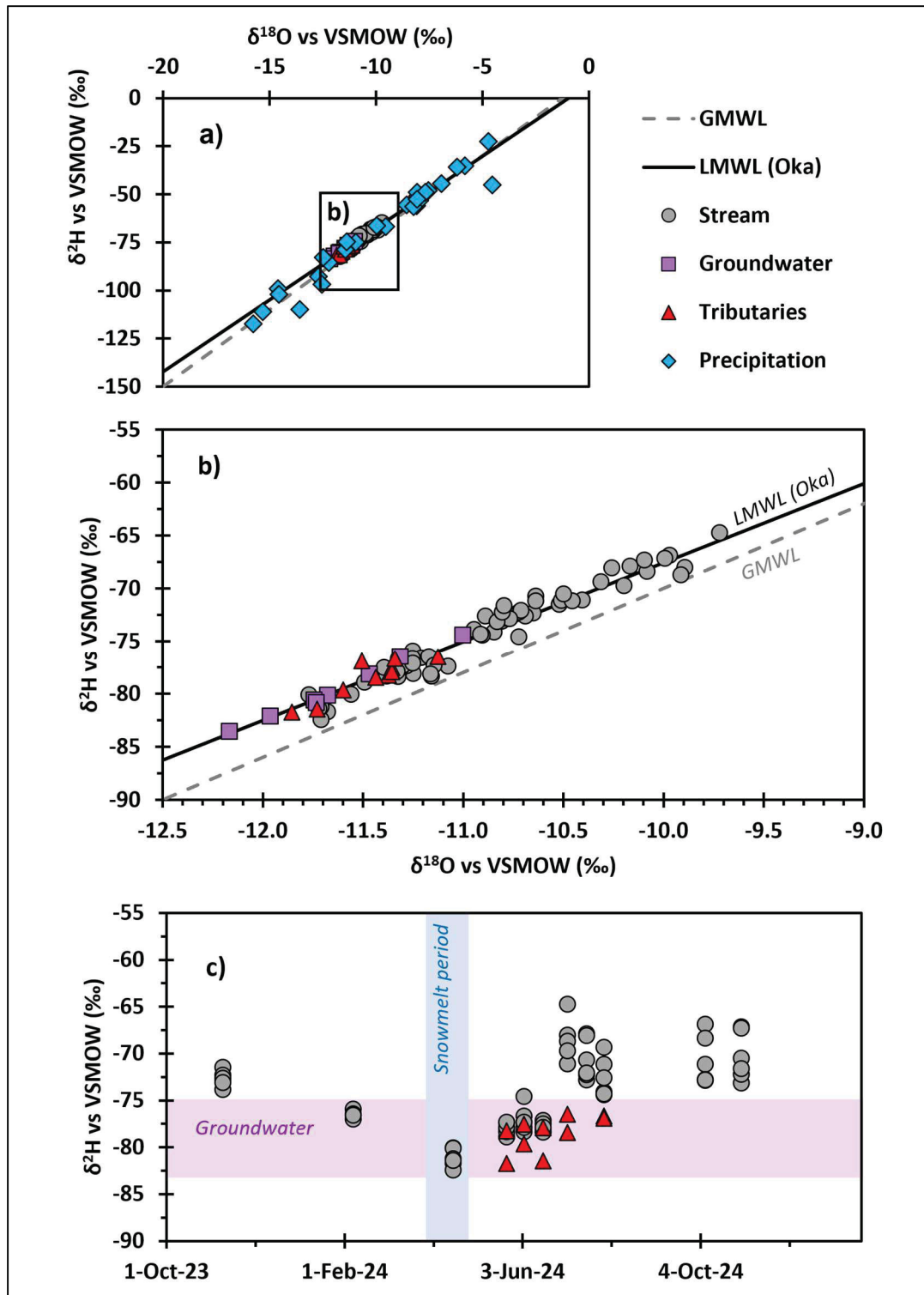


Figure 3.3 : a) Isotopic signatures at the Ruisseau Rouse watershed, b) a close-up highlighting the isotopic signatures of the stream, groundwater, and tributaries, and. c) temporal evolution of $\delta^2\text{H}$ for the stream, tributaries

3.4.3 Hydrochemistry

a) Major ions and electrical conductivity

The Piper diagram (Figure 3.4a) indicates overall homogeneous compositions across stream samples, although clear seasonal variability is observed. Surface waters in the catchment are of the Ca–HCO₃ type, dominated by Ca²⁺ and HCO₃⁻, with secondary contributions from Cl⁻ and NO₃⁻. Over the study period, Ca²⁺ and Mg²⁺ account for 70% to 95% of total cations, while HCO₃⁻ and CO₃²⁻ represent 50% to 85% of total anions. During winter, values are tightly clustered around a common hydrochemical facies, characterized by approximately 90% Ca²⁺–Mg²⁺ of total cations and more than 80% CO₃²⁻–HCO₃⁻ of total anions. During the snowmelt period, mineralization reaches 90% to 95% for Ca²⁺–Mg²⁺ and 70% to 75% for CO₃²⁻–HCO₃⁻.

In spring, the range of values is particularly wide, with CO₃²⁻ and HCO₃⁻ proportions ranging from 50% to 85% and 55% to 90% of total anions, respectively, while Ca²⁺–Mg²⁺ account for 70% to 95% and 80% to 95% of total cations. In summer, proportions range between 85% and 90% for Ca²⁺–Mg²⁺ and between 70% and 80% for CO₃²⁻–HCO₃⁻. In autumn, the range of values is particularly wide, with CO₃²⁻ and HCO₃⁻ proportions ranging from 55% to 90% of total anions, while Ca²⁺ and Mg²⁺ account for 80% to 95% of total cations.

Figure 3.4b illustrates the relationship between Ca and electrical conductivity (EC) for the surface waters. During the study period, a strong positive relationship is observed, indicating that increases in EC are closely associated with higher Ca²⁺ concentrations. However, deviations from the linear relationship are observed for some stream samples, suggesting that Ca²⁺ alone does not fully account for the variability in EC (Figure 3.4b).

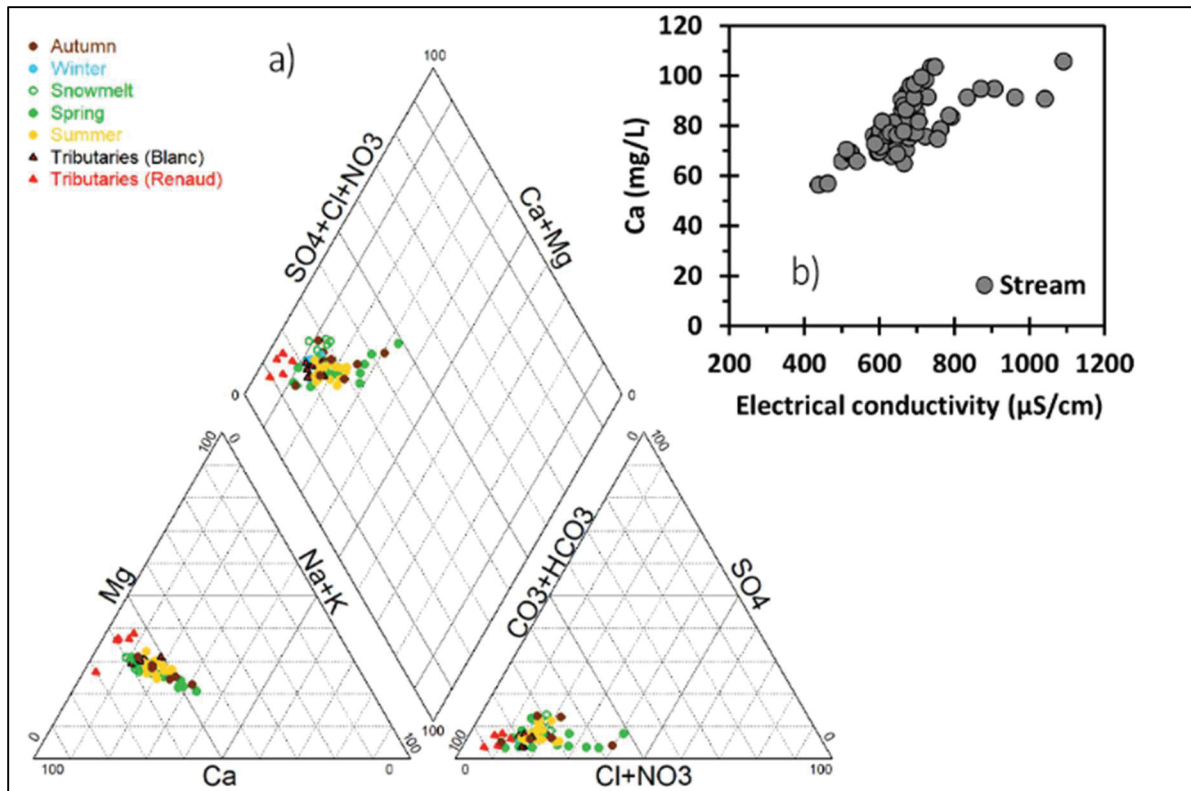


Figure 3.4 : a) Piper diagram illustrating water types for stream and tributaries, and b) Relationship between Ca and electrical conductivity (EC). Symbols denote sampling sites (circles: stream; triangles: tributaries) and seasons (blue: winter; green: spring; yellow: summer; brown: autumn)

EC exhibits a slight seasonal variability at the catchment scale. In the main stream, EC values are generally lower during high-flow periods (snowmelt), reflecting dilution by meteoric inputs, and increase under low-flow conditions in both summer and winter, when baseflow contributions become dominant. During the 2024 study period, stream waters showed the highest mean EC in autumn ($n = 18$), reaching $733 \pm 111 \mu S/cm$ (Table 3.3). Autumn samples are associated with a wide range of conductivities (604 to $1041 \pm 111 \mu S/cm$), with the highest values observed at the headwater site (SW1: $1041 \pm 111 \mu S/cm$) and at the downstream station (SW6: $907 \pm 111 \mu S/cm$). The spring mean EC of the Ruisseau Rousse ($n = 17$) is $677 \pm 57 \mu S/cm$, with a range from 595 to $792 \pm 112 \mu S/cm$, and is slightly higher than the winter mean ($n = 17$), which is $670 \pm 101 \mu S/cm$, with a range from 450 to $961 \pm 101 \mu S/cm$. In contrast, the snowmelt period ($n = 6$) exhibits the lowest mean EC ($520 \pm 82 \mu S/cm$).

A marked difference is also observed between the annual mean EC values of the tributaries (Table 3.3), with $612 \pm 13 \mu\text{S/cm}$ for the Blanc stream ($n = 4$) and $512 \pm 44 \mu\text{S/cm}$ for the Renaud stream ($n = 5$). Tributary waters also display a Ca–HCO₃ facies, dominated by Ca²⁺ and HCO₃⁻, similar to the main stream. However, two distinct and non-overlapping compositional groups can be identified. The Blanc stream is characterized by approximately 90% Ca²⁺–Mg²⁺ of total cations and 75% to 80% CO₃²⁻–HCO₃⁻ of total anions, whereas the Renaud stream exhibits values exceeding 95% for Ca²⁺–Mg²⁺ and ranging between 80% and 90% for CO₃²⁻–HCO₃⁻.

On average, groundwater samples collected during the summer season ($n = 4$) exhibit an EC of $465 \pm 70 \mu\text{S/cm}$ (Table 3.3).

Tableau 3.3 : Seasonal and annual mean and standard deviation of electrical conductivity (EC) for stream water, tributaries, and groundwater.

	Seasonal EC ($\mu\text{S/cm}$)				Annual EC ($\mu\text{S/cm}$)
	Winter	Spring*	Summer	Autumn	
Main stream	670 ± 101	677 ± 57	619 ± 56	733 ± 111	668 ± 111
Tributaries					
Blanc		609 ± 14	623		612 ± 13
Renaud		483 ± 27	555 ± 1		512 ± 44
Groundwater					465 ± 70

*During snowmelt period, the main stream EC is $520 \pm 82 \mu\text{S/cm}$.

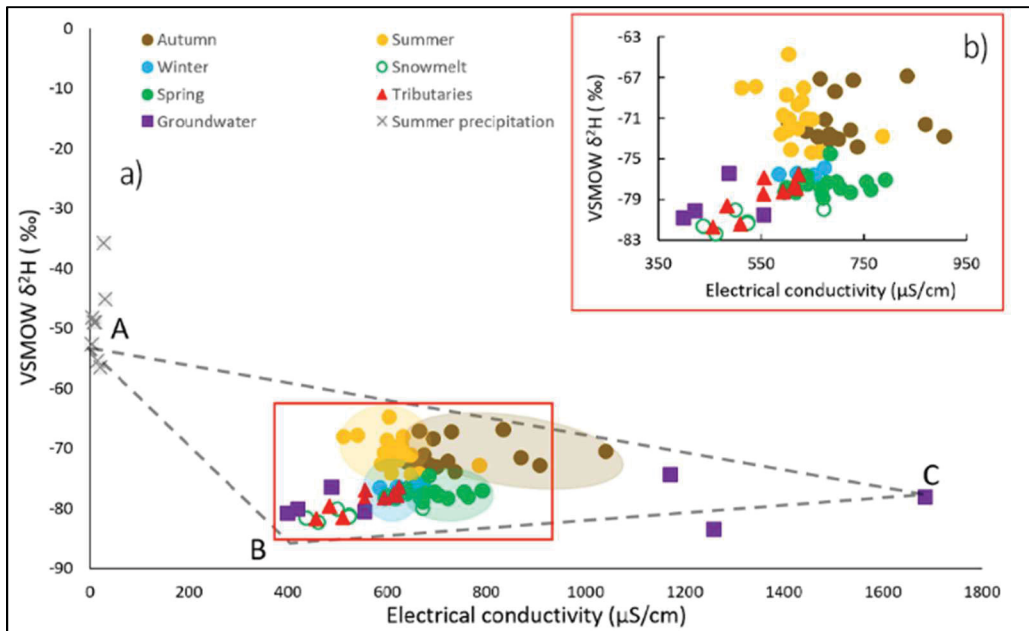


Figure 3.5 : Seasonal distribution of electrical conductivity at the different monitoring stations of the Ruisseau Rousse, its tributaries, and groundwater, as a function of their respective stable water isotope signatures

Summer precipitation stands out clearly from all other samples, with very low EC values ($< 50 \mu\text{S/cm}$) and isotopic signatures enriched in deuterium ($\delta^2\text{H} \approx -35.8 \text{‰}$ to -56.5‰) (Figure 3.5.a & 3.5b). Depleted meteoric end-member (zone A) represents the input of low-mineralization meteoric water, consistent with limited interaction with soil and rock matrices. The surface water and shallow groundwater end-member (zone B) represented by waters from the main stream (autumn, summer, spring, winter) and tributaries ($\text{EC} = 399\text{--}1041 \mu\text{S/cm}$; $\delta^2\text{H} = -64.7$ to -82.4‰), reflecting mineralization acquired during transit through the Ruisseau Rousse catchment. The zoomed inset (red box) reveals some internal heterogeneity within this group: snowmelt waters display the most depleted isotopic signatures ($\delta^2\text{H} = -80.1$ to -82.4‰) and slightly lower EC values (mean of $520 \mu\text{S/cm}$), while summer waters tend toward more enriched values and higher EC (mean spring: $677 \mu\text{S/cm}$; mean summer: $619 \mu\text{S/cm}$; mean autumn: $733 \mu\text{S/cm}$). Groundwater samples are distributed across a wide EC range ($399\text{--}1686 \mu\text{S/cm}$), with relatively stable isotopic signatures ($\delta^2\text{H} \approx -74.4$ to -83.6‰).

One extreme sample (EC = 1686 $\mu\text{S}/\text{cm}$, zone C) stands out due to exceptionally high mineralization, possibly associated with road salt influence or long residence time within local geological formations. These groundwaters constitute a mixing end-member (zone C) toward which surface waters shift during low-flow periods, when baseflow contribution becomes dominant. The triangular organization of the data cloud (Figure 3.5a), bounded by zones A, B, and C, is consistent with a three-endmember mixing model: summer precipitation, agricultural surface/subsurface waters, and mineralized groundwater. This pattern confirms that the isotopic and hydrochemical dynamics of the Ruisseau Rousse are governed by the varying proportions of these three contributions across seasons and hydrological conditions.

a) Dissolved silica

Dissolved silica (Si) concentrations measured at stations SW1–SW6 vary between 4.1 and 9.1 mg/L over the monitoring period (Figure 3.6a). The lowest values are recorded during spring sampling campaigns (April–June 2024), where concentrations range from 4.1 to 6.0 mg/L across all stations. Summer values span a similar range (5.3–7.6 mg/L), while autumn campaigns yield the highest concentrations, with SW1 reaching up to 9.5 mg/L in October 2024 and the remaining stations ranging from 5.8 to 9.1 mg/L. Winter samples (February 2024) fall between 4.8 and 6.96 mg/L. Across all seasons, SW1 consistently records the highest silica concentrations, while SW2–SW6 display lower and more similar values among themselves (Figure 3.6a).

In the $\delta^2\text{H}$ versus silica biplot (Figure 3.7b), snowmelt samples occupy the low-silica, isotopically depleted region of the plot (Si = 3.6–5.0 mg/L; $\delta^2\text{H}$ = -80.1 to -82.4 ‰). Spring samples cluster at slightly higher silica concentrations (3.9–6.0 mg/L) with $\delta^2\text{H}$ values ranging from -74.6 to -82.4 ‰. Summer samples are distributed across intermediate silica values (5.3–7.6 mg/L) and $\delta^2\text{H}$ ranging from -64.7 to -79.1 ‰, with notable scatter among stations. Autumn samples occupy the highest silica range (5.26–9.5 mg/L) and display $\delta^2\text{H}$ values between -66.9 and -73.9 ‰. Winter samples plot at intermediate silica concentrations (4.82–6.96 mg/L) with $\delta^2\text{H}$ values of -75.9 to -77.0 ‰.

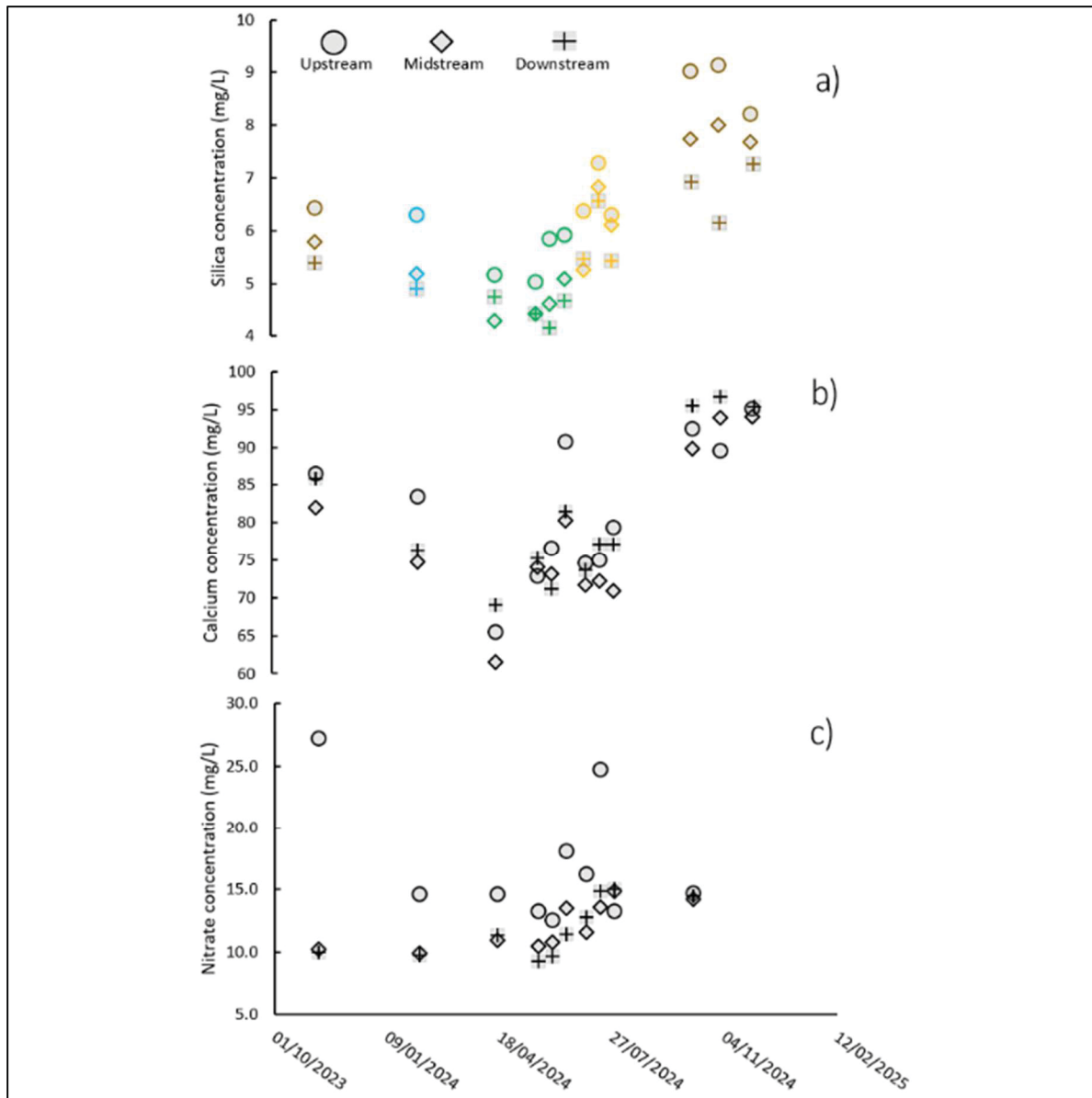


Figure 3.6 : Temporal evolution of a) silica, b) calcium, and c) nitrate concentrations in each section (upstream, midstream and downstream) of the Ruisseau Rouse waters across the different sampling campaigns

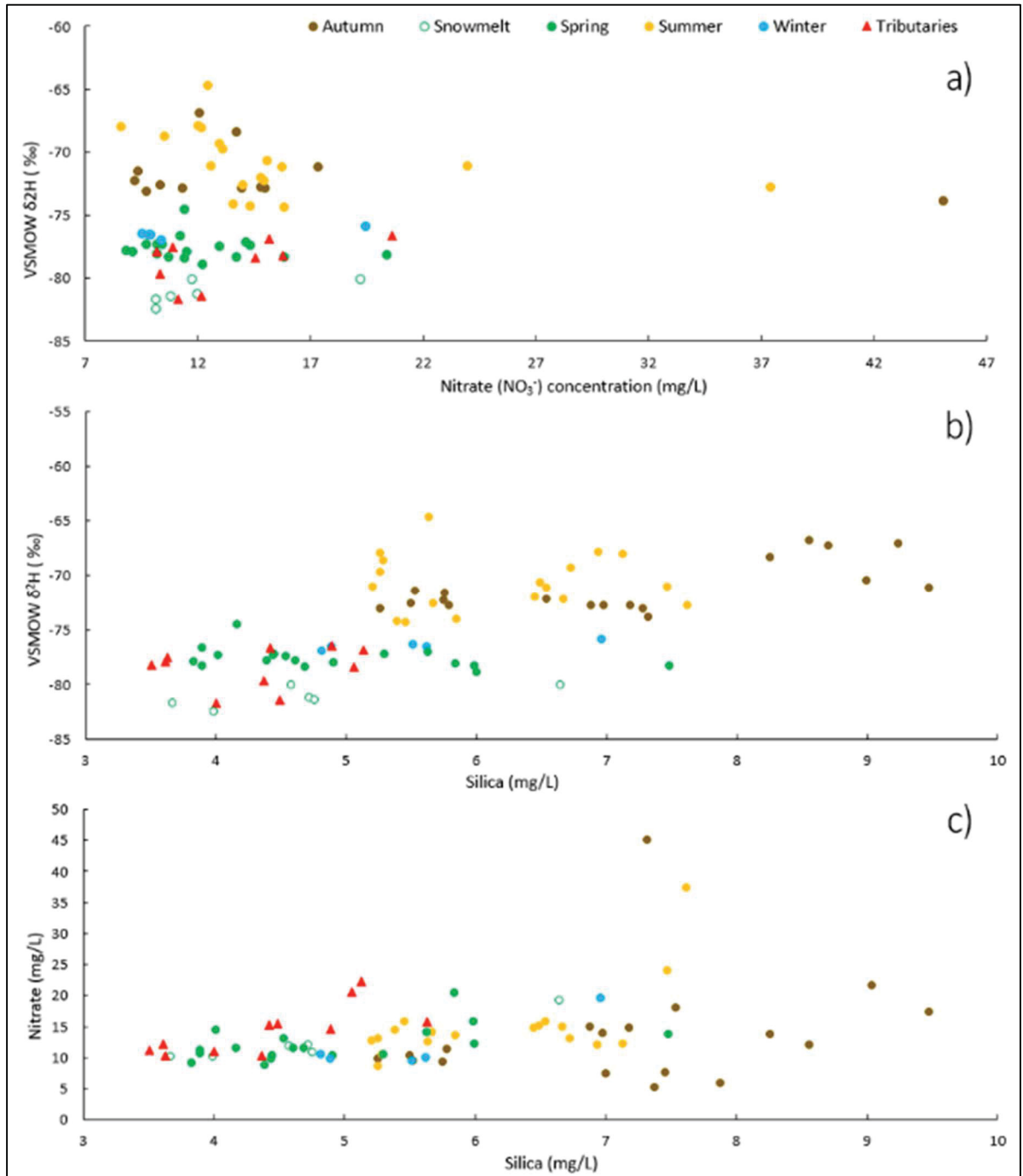


Figure 3.7 : Seasonal distribution of a) nitrate and b) silica concentrations at the different monitoring stations of the Ruisseau Rousse and its tributaries, as a function of their respective stable water isotope signatures. C) Seasonal relationship between nitrate and silica concentrations in surface waters

b) Nitrate concentration and loads

During non-summer periods, nitrate concentrations were more similar along the entire length of the stream (Figure 3.6c). From November 2023 through April 2024, nitrate distributions exhibited low standard deviations (November 2023: $\sigma = 2.83$; February 2024: $\sigma = 1.79$; April 2024: $\sigma = 1.49$), in contrast to summer datasets (May 2024: $\sigma = 9.99$; June 2024: $\sigma = 17.85$; July 2024: $\sigma = 5.30$). Nitrate load variations were compared according to longitudinal position along the stream: upstream (SW2), midstream (SW4), and downstream (SW6). Seasonal trends were observed. During snowmelt ($n = 1$), nitrate loading increased from 2.42 t/yr upstream to 19.74 t/yr at midstream and 29.66 t/yr downstream (Figure 3.8). In spring ($n = 3$), values evolved from 0.30 t/yr upstream to 5.98 t/yr at midstream, then stabilized at 5.92 t/yr downstream. In summer ($n = 3$), the trend was similar to that of spring, with 6.84 t/yr upstream, 18.11 t/yr at midstream, and 15.59 t/yr downstream. Finally, in autumn ($n = 1$), nitrate loading decreased slightly from 13.59 t/yr upstream to 11.87 t/yr at midstream, then increased slightly to 12.58 t/yr downstream.

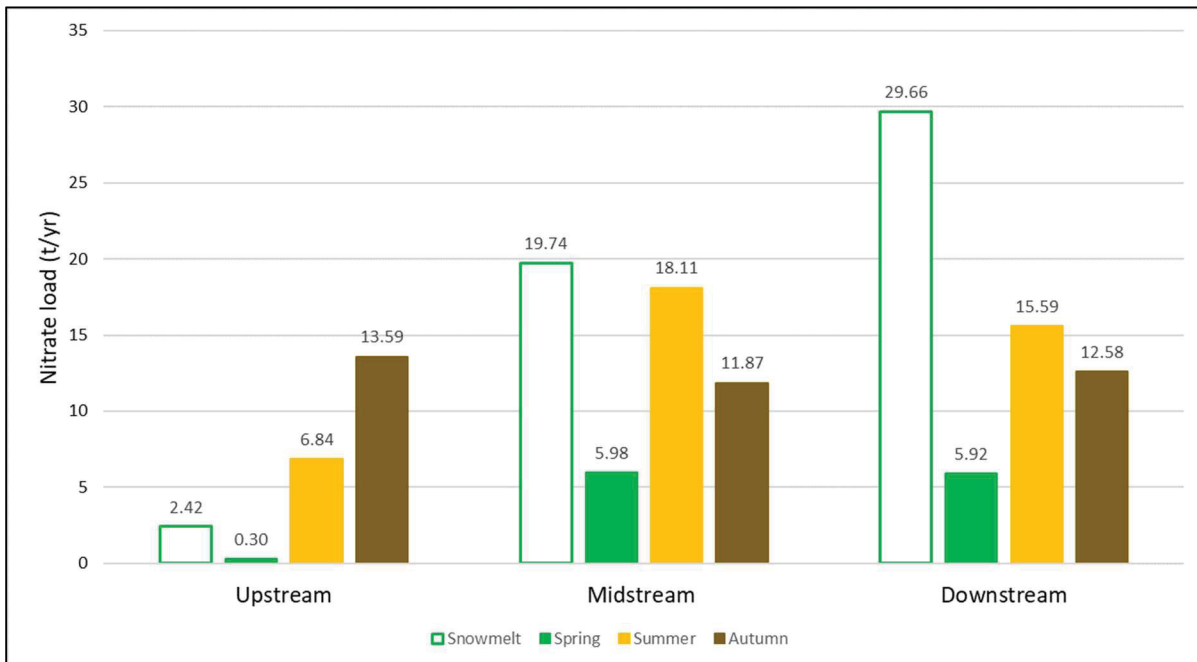


Figure 3.8 : Seasonal distribution of nitrate loads (t/yr) partitioned according to the upstream (SW2), midstream (SW4), and downstream (SW6) reaches of the Ruisseau Rousse

$\delta^2\text{H}$ values of Ruisseau Rousse range from -65‰ to -82‰ , and NO_3^- concentrations from 4.9 to 45.1 mg/L (Figure 3.7a). Autumn samples display the most enriched $\delta^2\text{H}$ values (-67‰ to -74‰) and the greatest dispersion in NO_3^- concentrations (9.2 to 45.1 mg/L). Summer values show similar $\delta^2\text{H}$ dispersion (-65‰ to -74‰) for NO_3^- concentrations ranging from 8.6 to 37.4 mg/L. Spring and snowmelt periods exhibit more depleted and tightly clustered $\delta^2\text{H}$ values (-75‰ to -82‰) with moderate NO_3^- concentrations (8.8 to 20.4 mg/L). Winter samples ($n = 5$) fall between -76‰ and -77‰ for NO_3^- concentrations of 9.5 to 19.4 mg/L. The Blanc and Renaud tributaries display $\delta^2\text{H}$ values between -77‰ and -82‰ with NO_3^- concentrations of 10.3 to 22.2 mg/L (Figure 3.7a), overlapping with the mainstream values. Data from the tributaries were collected in spring ($n = 3$) and summer ($n = 2$).

3.4.4 Organic carbon

For each season, station SW2 exhibited the highest DOC concentrations, with values of 8.0 mg/L in spring (Figure 3.9), 16.7 mg/L in summer, and 19.9 mg/L in autumn. A consistent trend is observed across spring, summer and autumn, with DOC concentrations increasing from SW1 to SW2, then gradually decreasing toward SW5, followed by a stabilization of concentrations (no data were available at SW6 in spring due to measurement bias). The largest interseasonal variability is observed at SW4, with values ranging from 1.2 to 11.9 mg/L. The tributaries show low DOC values. In spring, both streams exhibit DOC concentrations of 0.4 mg/L, rising to 2.0 mg/L and 1.2 mg/L, respectively, during the summer season.

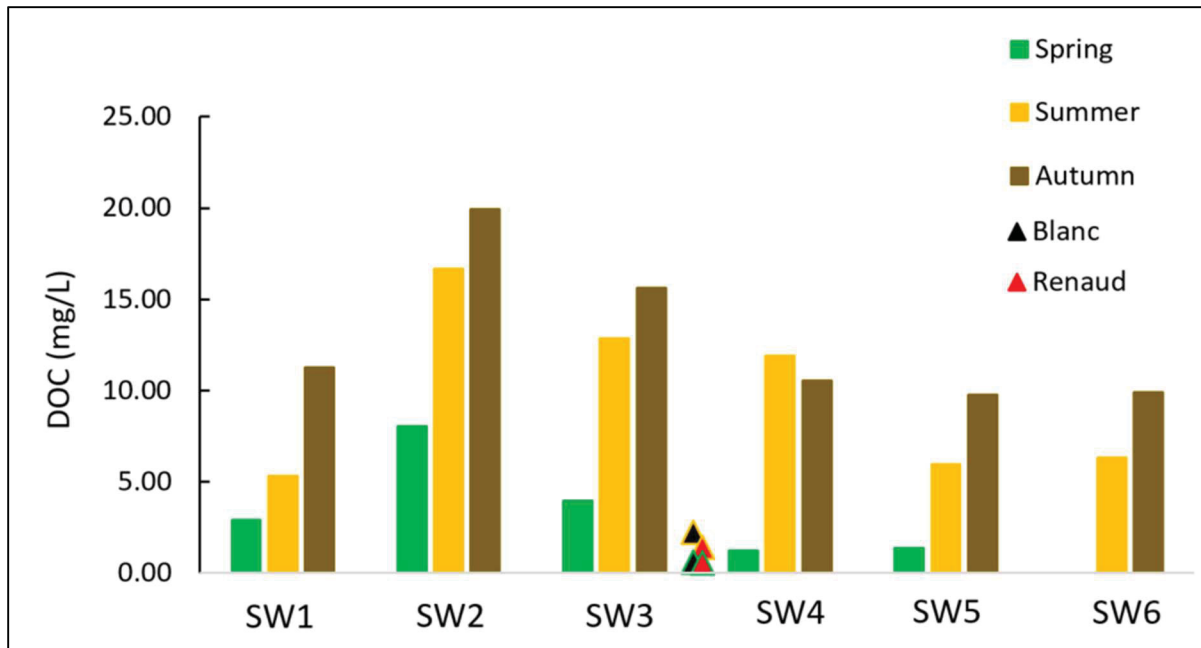


Figure 3.9 : Seasonal distribution of DOC concentrations along the Ruisseau Rouse stream and its tributaries

The FI values for Rouse stream ($n = 35$) range from 1.18 to 1.45 (mean = 1.29), while those of the tributaries ($n = 7$) range from 1.34 to 1.55 (Figure 3.10). All these values fall within the characteristic range of allochthonous origin (i.e., between 1.00 and 1.90). Regarding the BIX index, values for the stream ($n = 43$) range from 0.42 to 0.63 (mean = 0.51), and those of the tributaries ($n = 13$) from 0.46 to 0.67 (mean = 0.58).

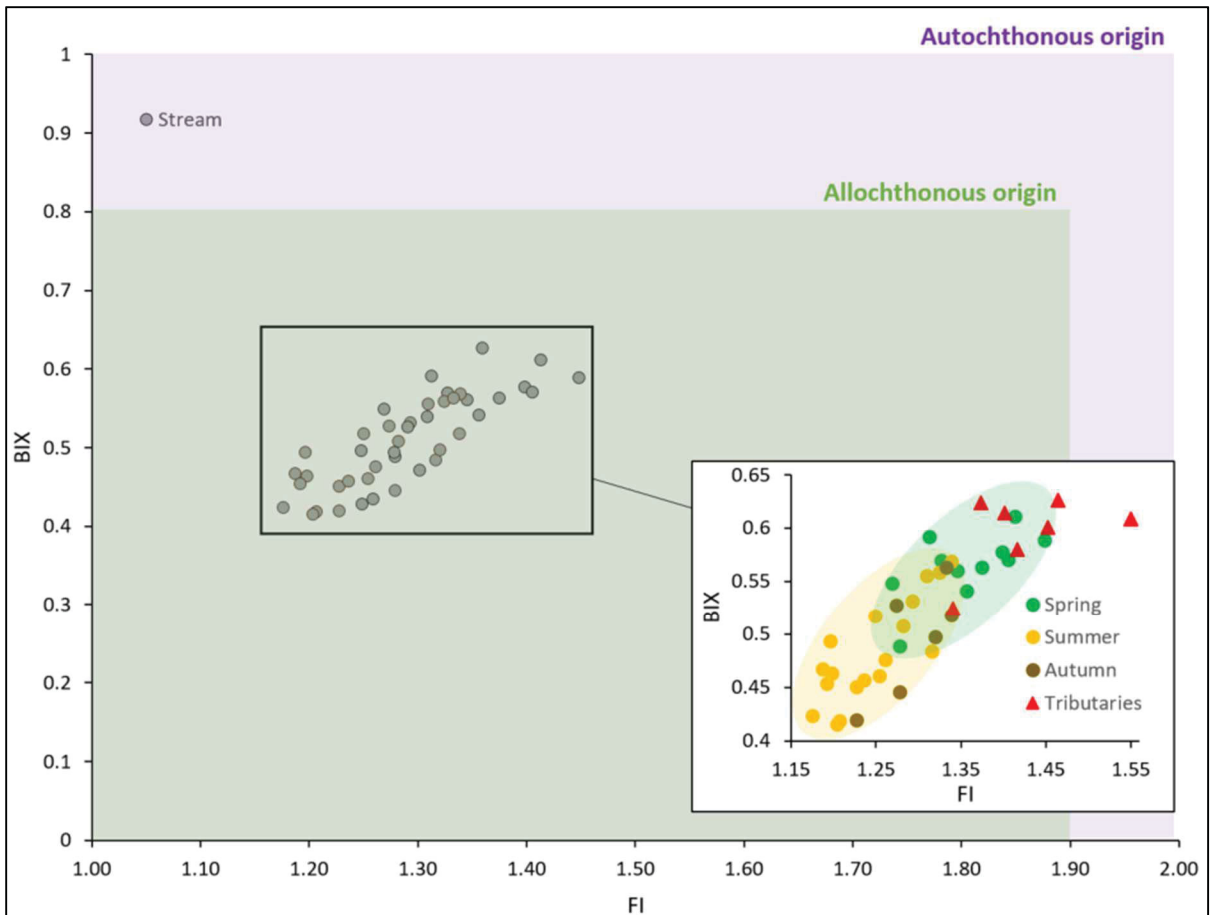


Figure 3.10 : Correlation plot between BIX and FI indices of surface waters from the stream and its tributaries. The green area represents allochthonous organic matter, indicating terrestrially derived external inputs, whereas the purple area represents autochthonous organic matter, associated with in-stream biological production

3.5 Discussion

3.5.1 Hydroclimatic controls on observed flow conditions

The hydroclimatic conditions observed during the study period (November 2023 – December 2024) indicate a marked shift from a snowmelt-dominated storage regime toward a more rain-fall-driven and rapidly responding hydrological system.

First, winter conditions were significantly warmer and characterized by reduced snowfall (132 cm vs. 216.6 cm historically), leading to a limited snowpack and reduced seasonal water storage. The complete snowmelt by early April (April 5, 2024) confirms an earlier-than-normal melt period, suggesting a shift toward earlier groundwater recharge. However, this earlier recharge likely occurred over a shorter time window, reducing the capacity for sustained release later in the season. Spring and summer conditions reinforce this transition. Both seasons were significantly wetter than average, with precipitation increases of +82% in spring and +34% in summer. These rainfall events promote more immediate hydrological responses. This is clearly reflected in the hydrograph, where water levels show rapid, short-lived rises in response to rainfall events, rather than the sustained flows typical of snowmelt-dominated systems. The role of extreme events is particularly important in this context. The example of Storm Debby (131 mm in August 2024) illustrates how extreme rainfall can trigger abrupt peaks in water levels across all monitoring stations, highlighting a system increasingly sensitive to high-intensity precipitation. These events contribute disproportionately to runoff generation and emphasize the flashier behavior of the catchment.

Despite this shift, the system still exhibits a strong baseflow component. Outside of major storm events, water levels remain relatively stable and low, indicating that the Ruisseau Rouse is predominantly baseflow-dominated during most of the study period, particularly during sampling campaigns. This suggests that groundwater contributions remain a key control on flow conditions, even under changing climatic forcing. Finally, the combination of a dry and short winter with early snowmelt likely reduced water availability during summer.

3.5.2 Surface and groundwater interactions

Stable water isotope analyses reveal a marked seasonal variability across the 2023–2024 sampling campaigns. Summer and autumn clearly differ from winter and spring. The latter exhibit relatively constrained isotopic signatures, closely aligned with groundwater values, indicating a dominant groundwater contribution. In contrast, summer and autumn display greater isotopic dispersion, suggesting an increased influence of runoff. These results point to two contrasting hydrological regimes: (i) a groundwater-dominated period (winter–spring) and (ii)

a period characterized by stronger runoff contributions (summer–autumn). However, tributary isotopic signatures remain largely within the groundwater range, even during summer, suggesting predominantly groundwater-fed inputs, particularly between SW3 and SW4.

Combining isotopic and physicochemical data (e.g., electrical conductivity, temperature) further supports this seasonal structuring into two distinct groups (summer–autumn vs winter–spring). Consistent with the isotopic signatures, tributary conductivity values, regardless of the sampling season, cluster within the winter–spring group, further confirming their strong connection to groundwater. Notably, autumn exhibits a wider range of conductivity values than summer. Under drier-than-normal conditions, this increased variability may reflect a stronger influence of anthropogenic activities on stream water quality.

Groundwater samples plot within the depleted end of the isotopic dataset, with $\delta^2\text{H}$ values ranging from -74.4 to -83.6 ‰ (Figure 3.3b), systematically more negative than the majority of stream water samples collected during summer and autumn. This depleted isotopic signal, combined with a lower electrical conductivity (465 ± 70 $\mu\text{S}/\text{cm}$) relative to the main stream (668 ± 111 $\mu\text{S}/\text{cm}$ on an annual basis), suggests that groundwater is relatively weakly mineralized despite its isotopically depleted signature. This could indicate comparatively short residence times, consistent with rapid recharge through a shallow, predominantly sandy aquifer.

During autumn, the $\delta^2\text{H}$ signatures of stream water exhibit a markedly wider dispersion than during summer, spanning from values within the groundwater range to more isotopically enriched compositions (Figure 3.3c). This temporal heterogeneity is particularly informative: under anomalously dry and cold autumn hydroclimatic conditions (-58% precipitation, -4.3 °C difference from historical norms). The alternation between deep flow pathways (baseflow, depleted signature) and shallow pathways (event-driven runoff, enriched signature) is directly reflected in the wide range of electrical conductivity values observed during autumn (604 to 1041 $\mu\text{S}/\text{cm}$), where rainfall events transiently dilute a concentrated baseflow chemical signal.

3.5.3 Temporal dynamics of the stream water chemistry

The most structurally significant signal is the pronounced seasonal variability in Na^+ , Cl^- , and SiO_2 , characterized by a clear geochemical transition between the cold season (November–April) and the summer period (May–July). During winter, the low standard deviations of NO_3^- and Cl^- along the longitudinal profile reflect a high degree of hydrochemical homogeneity, consistent with a baseflow-dominated regime in which groundwater contributions buffer spatial chemical variability. Conversely, the sharp increase in spatial dispersion during summer (Cl^- : $\sigma = 4.8 \rightarrow 84.5$; NO_3^- : $\sigma = 3.9 \rightarrow 55.1$) reflects growing longitudinal heterogeneity, attributable to reduced baseflow and the emergence of localized solute inputs differentiated by subsurface lithology.

SW1 was consistently characterized by the highest dissolved silica concentrations throughout the study period (mean: 7.4 mg SiO_2/L), systematically exceeding values at all other stations. Dissolved silica serves as a reliable tracer of groundwater residence time, as its accumulation reflects the slow dissolution of silicate minerals requiring sustained water–rock contact. The persistently elevated silica at SW1 therefore suggests preferential integration of a long-residence-time groundwater component circulating within the till substrate, in contrast to SW2, underlain predominantly by sandy material, which more closely reflects the hydrochemical signature of the adjacent wetland.

The progressive increase in Na^+ (10.6 \rightarrow 23.2 mg/L) and Cl^- (19.9 \rightarrow 36.3 mg/L) between early June and late July, concurrent with a dissolved silica minimum before its recovery through July, reflects a common underlying mechanism: as streamflow declines during summer, low flow condition concentrates conservative ions while surface runoff components depleted in SiO_2 gradually give way to groundwater-rich baseflow. This temporal decoupling between conservative ions and dissolved silica constitutes a classical hydrogeochemical signature of stream–aquifer mixing under low-flow conditions, further amplified by enhanced agricultural activity promoting the accumulation of Na^+ and Cl^- .

The highest nitrate loads at midstream (19.74 t/yr) and downstream (29.66 t/yr) stations occur during snowmelt, substantially exceeding exports during other seasons. Despite the reduced snowpack of winter 2024 (132 cm vs. 216.6 cm historically) and earlier complete melt by early April, snowmelt-associated nitrate loads remain substantial, suggesting that the concentration of nitrogen inputs over a shorter melt window amplifies export efficiency. The isotopic data support this interpretation, with stream signatures shifting toward more depleted values during late winter–early spring, confirming meltwater integration into streamflow. The comparatively modest upstream load (2.42 t/yr) indicates that nitrate mobilization is spatially heterogeneous, intensifying between the upstream and midstream sections and pointing to a concentration of nitrogen-loaded agricultural soils and tile-drained areas in the mid-catchment zone.

During spring and summer, nitrate loads increase markedly between upstream and midstream stations (spring: 0.30 → 5.98 t/yr; summer: 6.84 → 18.11 t/yr), before stabilizing downstream (spring: 5.92 t/yr; summer: 15.59 t/yr). This longitudinal pattern strongly implicates diffuse agricultural inputs localized within the midstream contributing area, delivered through shallow subsurface pathways and tile drainage systems. The exceptionally wet summer of 2024 (+74.1% precipitation) generated frequent rapid hydrological responses that enhanced connectivity between nitrate-loaded soils and the stream network, with Storm Debby (131 mm, August 9–10, 2024) likely contributing disproportionately to summer nitrate loading. The absence of a load increase downstream suggests active nitrate retention through dilution by lower-conductivity tributaries, the Renaud tributary averaging 512 ± 44 $\mu\text{S}/\text{cm}$ annually, and potential in-stream denitrification in the lower reaches.

Autumn exhibits a markedly different pattern, with nitrate loads converging across upstream (13.59 t/yr), midstream (11.87 t/yr), and downstream (12.58 t/yr) stations. This longitudinal homogenization reflects the combined exhaustion of labile soil nitrogen pools following the biologically active spring–summer period, reduced hydrological connectivity under anomalously dry conditions (−58% precipitation), and the progressive dominance of deeper baseflow carrying lower nitrate concentrations. Together, these factors mark the transition from a runoff-driven, source-limited regime in summer to a groundwater-controlled, transport-limited regime

in autumn, a seasonal dynamic consistent with the two contrasting hydrological regimes identified through isotopic and physicochemical analyses.

3.5.4 DOM sources and dynamics

The fluorescence indices measured across the Ruisseau Rouse catchment consistently indicate a predominance of dissolved organic matter (DOM) of allochthonous and terrestrial origin throughout the study period. The fluorescence index (FI) values recorded in the stream (1.18–1.45; mean = 1.29) and its tributaries (1.34–1.55) fall entirely within the characteristic range of allochthonous origin (1.00–1.90), as do the BIX index values, for which stream measurements (0.42–0.63; mean = 0.51) remain well below the threshold of 0.8 commonly associated with a significant autochthonous contribution, confirming that the DOM pool is predominantly derived from terrestrial organic matter inputs rather than from in-stream biological production. These FI and BIX values are characteristic of humic-rich waters receiving organic matter transiting through the pedological horizons of adjacent riparian soils. The tributaries exhibit slightly higher BIX values (mean = 0.58), suggesting a marginally greater contribution of fresh or microbially derived organic matter, potentially reflecting more pronounced riparian organic inputs or localized biological activity in shallow, slow-flowing reaches (e.g., the Renaud stream).

The spatial distribution of DOC concentrations along the longitudinal profile provides complementary insight into the dominant sources and transfer pathways of organic matter within the catchment. The systematic concentration peak observed at SW2 across all seasons, reaching 8.03, 16.66, and 19.92 mg/L in spring, summer, and autumn, respectively, strongly implicates a localized terrestrial organic matter source within the SW2 contributing area. Given the wetland character of this zone (Fig. 1), this pattern is consistent with lateral export of derived dissolved organic carbon. Wetland soils, characterized by thick organic-rich horizons and reducing conditions, are well known to release large quantities of humic substances upon hydrological connection with the drainage network (here, the Ruisseau Rouse). The progressive downstream decrease from SW2 to SW5, followed by concentration stabilization, suggests in-stream transformation and dilution of the wetland-derived DOM signal.

The pronounced interseasonal variability, most notably the autumn maximum at SW2, is consistent with a flushing mechanism driven by the rewetting of organic-rich pedological horizons following summer desiccation. During summer, reduced hydrological connectivity between the riparian zone and the stream limits lateral DOC export; however, the return of autumn precipitation, more evenly distributed in time than summer rainfall, mobilizes organic matter previously accumulated in the soil, generating a concentration pulse that peaks at SW2 before attenuating downstream.

The specific interseasonal behavior at SW4, where DOC increases by 10.70 mg/L between spring and summer before declining in autumn, departs from the general longitudinal trend and warrants specific attention. This pattern may reflect a localized organic matter input during the summer period, potentially linked to intensified agricultural activity, riparian vegetation senescence, or the activation of an ancillary flow pathway (e.g., urban discharge or a drainage ditch), which would subsequently be diluted or absent during the recovery of autumn baseflow.

Finally, the consistently low DOC concentrations observed in the Blanc and Renaud tributaries (0.4 mg/L in spring, rising to 2.0 and 1.2 mg/L in summer, respectively) indicate that these streams contribute negligible allochthonous organic matter loads relative to the main stem, and are unlikely to constitute significant DOC sources to the Ruisseau Rousse system. Their low FI values and moderate BIX values suggest that, although the organic matter they carry remains of allochthonous origin, it is less humified and potentially fresher than that exported from the wetland zone influencing SW2, reflecting differences in the degree of pedological transformation of organic matter and in hydrological residence times within their respective sub-catchments.

3.5.5 Implications for water resources management at the catchment scale

The geochemical and isotopic signatures documented during autumn campaigns indicate that streamflow at low-flow conditions is predominantly sustained by groundwater discharge, as evidenced by elevated dissolved silica concentrations and relatively enriched $\delta^2\text{H}$ values at

all stations. During these periods, the dissolved load of the stream therefore reflects, to a large extent, the chemical composition of shallow groundwater circulating through agricultural soils. The elevated nitrate concentrations recorded at SW1 during autumn sampling suggest that diffuse agricultural contamination reaches the stream primarily via the subsurface flow, with limited dilution capacity under low-discharge conditions. This vulnerability is particularly relevant for downstream water quality in the Marais de la Grande Baie. Snowmelt and early spring campaigns are associated with rapid hydrological connectivity between the land surface and the stream network, as reflected by the isotopically depleted, low-silica signatures recorded at all stations during these periods. These conditions favoured the mobilization and rapid transfer of accumulated contaminants, including nutrients (Figure 3.8). In this context, the riparian buffer zones and the management of agricultural ditches could represent key levers for intercepting contaminant loads before they reach the main channel, particularly during the critical snowmelt window.

The multi-tracer signatures documented across the seasonal cycle allow for a qualitative distribution of the relative contributions of diffuse agricultural runoff, groundwater discharge, and rapid surface flow reaching this ecosystem. The results indicate that the marsh is exposed to contrasting water-quality conditions depending on the hydrological regime: nitrate-enriched, isotopically depleted inputs during snowmelt, and more mineralized, baseflow-dominated inputs during low-flow periods. Given the ecological sensitivity of the marsh, these seasonal contrasts underscore the importance of continuous water quality monitoring at the catchment outlet, particularly during transitional hydrological periods.

3.6 Conclusion

This study provides a multi-tracer diagnostic of water cycle functioning and pollutant dynamics in the Ruisseau Rousse catchment, an agricultural catchment subject to increasing anthropogenic pressures under particular hydroclimatic conditions.

The study period was characterized by a marked difference from historical climate norms, reflecting a broader transition from a snowmelt-dominated storage regime toward a more rain-

fall-driven, rapidly responding hydrological system. Reduced winter snowpack, earlier snowmelt, and an exceptionally wet summer combined to structure seasonal water availability, amplifying the catchment's sensitivity to important precipitation events such as Storm Debby. Despite this shift, the Ruisseau Rousse remained predominantly baseflow-dominated outside of major storm events, with groundwater contributions exerting a persistent control on flow conditions throughout the study period.

Stable water isotope analyses, corroborated by electrical conductivity and major ion data, identified two contrasting seasonal hydrological regimes: a groundwater-dominated period during winter and spring, and a runoff-influenced period during summer and autumn. Tributary waters consistently exhibited groundwater-like isotopic and physicochemical signatures regardless of season, confirming their role as baseflow-sustained systems. The anomalously dry autumn generated the widest range of isotopic and conductivity values, reflecting episodic activation of multiple flow pathways under these conditions.

Nitrate export dynamics were strongly influenced by this seasonal hydrological setting. The snowmelt period drove the largest nitrate loads at midstream and downstream stations through a first-flush mechanism, while spring and summer loading was dominated by diffuse agricultural inputs concentrated in the midstream section. The absence of further load increases downstream suggests active nitrate retention or consumption, through dilution by groundwater-fed tributaries and potential in-stream denitrification, in the lower reaches. Autumn convergence of nitrate loads across all stations reflected the combined exhaustion of labile nitrogen pools, reduced hydrological connectivity, and the transition towards a transport-limited, groundwater-controlled regime.

Dissolved organic matter was of an allochthonous, soil-derived origin throughout the catchment, as indicated by fluorescence indices consistently within the allochthonous range. The wetland zone upstream of SW2 emerged as the dominant DOC source, with concentrations peaking in autumn through a seasonal flushing mechanism driven by the rewetting of organic-rich soil horizons from the wetland.

Collectively, these results highlight the critical role of hydrological connectivity between soils, groundwater, and the stream network in governing both nutrient export and organic matter dynamics in small agricultural catchments. The particular hydroclimatic conditions of 2023–2024 further underscore the vulnerability of such systems to climate-driven changes in seasonal water storage and flow regime, with direct implications for water quality management under future climatic scenarios. Thus, the multi-tracer approach adopted here reveals the complexity of interactions within the Ruisseau Rousse catchment and demonstrates the need for integrated management, and the implementation of targeted preventive measures in the most vulnerable upstream and downstream sectors.

CHAPITRE 4

DISCUSSION

4.1 Diagnostic du cycle de l'eau dans un bassin versant agricole sous pressions anthropiques

4.1.1 Caractériser l'origine et la dynamique des substances dissoutes

Les nitrates (NO_3^-) ont été utilisés dans le cadre du suivi des activités agricoles le long du bassin versant en tant qu'indicateur des pressions agricoles. Ils ont été identifiés dans le ruisseau Rousse, avec des concentrations variant entre 4,9 et 45,1 mg/L ([1.1 ; 10.2] mg-N/L) selon la saison et la position dans le bassin versant.

Selon le Conseil canadien des ministres de l'environnement (2012), un seuil de 13,3 mg/L en nitrate (soit 3 mg-N/L) est recommandé afin de limiter la toxicité chronique des nitrates sur la faune et la flore aquatiques. Lors des campagnes d'échantillonnage, la concentration maximale observée était de 45,1 mg/L (10,2 mg-N/L) à SW1 (source), suivie de 9,4 mg/L (2,1 mg-N/L) à SW2. La deuxième concentration la plus élevée a été enregistrée en été, avec 31,2 mg/L (7,05 mg-N/L) à SW1 (source), suivie de 10,7 mg/L (2,42 mg-N/L) à SW2

Le seuil réglementaire de 3 mg-N/L a été dépassé :

- Au printemps, à deux stations : SW1 (13,7 mg/L) SW2 (3,5 mg/L) ;
- En été, à quatre stations : SW1 (25,0 mg/L), SW4 (13,9 mg/L), SW5 (14,6 mg/L) et SW6 (13,8 mg/L) ;
- En hiver, à une station : SW1 (19,3 mg/L) ;
- En automne, à une station : SW1 (31,2 mg/L, 45,1 mg/L valeur maximale observée).

La source du ruisseau Rousse (SW1) apparaît comme la zone à l'origine des fortes concentrations en nitrates le long du ruisseau Rousse, où des concentrations élevées ont été observées.

Six (6) sous-bassins versants ont été identifiés, permettant d’observer les moyennes annuelles des concentrations en nitrates en fonction de l’occupation du sol du bassin versant (Figure 4.1). Avec une moyenne de 21,6 mg/L pour l’année 2024, la station SW1, en amont, apparaît comme la zone où les concentrations en nitrates sont les plus élevées. Il s’agit également de la zone présentant la plus forte proportion de sols nus (bare soil), faiblement couverts par la végétation, donc plus propices à l’érosion et au lessivage des substances (Figure 4.1). L'analyse des flux de nitrates selon le gradient longitudinal (amont SW2 - milieu SW4 – aval SW6) révèle une dynamique spatialement hétérogène et saisonnière. La période de fonte des neiges se distingue comme le principal vecteur d'exportation de nitrates, avec des charges passant de 2,42 t/an à l'amont à 29,66 t/an à l'aval (Figure 3.8).

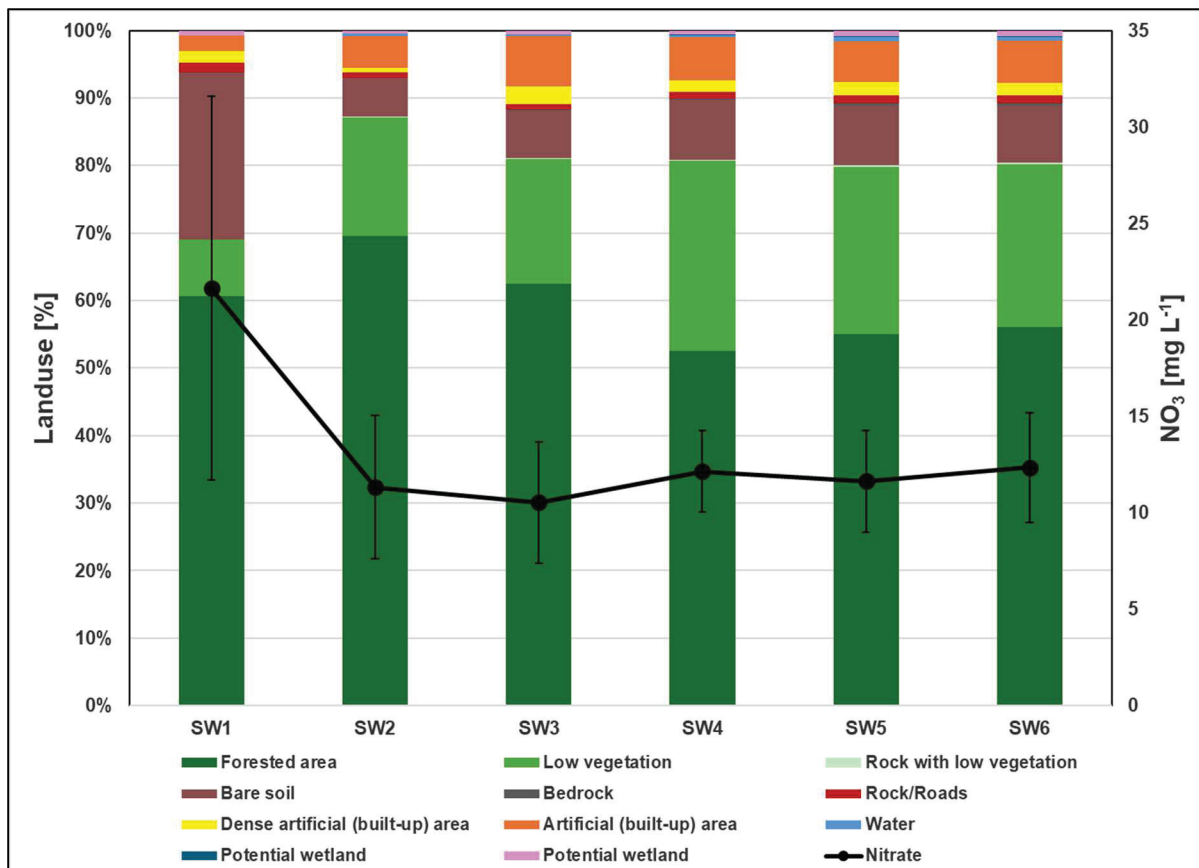


Figure 4.1 : Occupation du sol le long du cours d’eau avec les concentrations moyennes en nitrates correspondantes (les barres d’erreur représentent l’écart-type). Tirée de MELCCFP, 2023

La forte variabilité spatiale des concentrations en NO_3^- en été (σ jusqu'à 17,85) contraste avec l'homogénéité observée en hiver ($\sigma = 1,79$ en février 2024), ce qui confirme que les apports diffus localisés sont progressivement masqués en dehors de la saison agricole par la domination du signal des eaux souterraines, plus homogène. L'importante présence de silice dissoute à SW1 en été et en automne, indicatrice de temps de résidence prolongés dans l'aquifère, renforce l'idée que les eaux alimentant le cours d'eau transitent par des voies souterraines plus profondes qu'en hiver et au printemps.

L'analyse combinée des nitrates et du COD permet de dégager une image cohérente de la dynamique des substances dans ce bassin : les deux variables sont structurées par le même facteur de contrôle hydrologique, l'alternance entre régime dominé par les eaux souterraines et régime dominé par le ruissellement de surface, mais leurs dynamiques sont inversées à l'image des travaux de Heppell (2017). Le COD est maximal lors d'évènements hydroclimatique spécifique (tempêtes, fonte des neiges), alors que les nitrates de sub-surface dominent lors des périodes d'étiage. Cette opposition entre carbone organique et nitrates dans les systèmes hydrologiques agricoles constitue un diagnostic robuste de la dynamique des contaminants du bassin versant du Ruisseau Rousse, et fournit une base analytique solide pour orienter les stratégies de gestion de la ressource en eau selon la saison.

Une plus fine analyse biochimique via l'utilisation d'indices biologiques spécifiques et documentés à l'image du BIX et du FI associé aux valeurs de concentrations en COD. La dynamique du carbone organique dissous (COD) dans le Ruisseau Rousse est dominée par des apports allochtones d'origine terrestre, comme l'attestent les indices de fluorescence mesurés tout au long de la période d'étude. Les valeurs de l'indice de fluorescence (FI) dans le cours d'eau (1,180–1,450 ; moyenne = 1,290) et dans les tributaires (1,340–1,550) restent intégralement dans la plage caractéristique des sources allochtones [1,00 ; 1,90], indiquant que la matière organique dissoute (MOD) est principalement issue du transit de matières humiques à travers les horizons pédologiques des zones riveraines et des milieux humides adjacents. De même, les valeurs de l'indice BIX (0,42–0,63 dans le cours principal ; 0,46–0,67 dans les tributaires),

toutes inférieures au seuil de 0,8 associé à une contribution autochtone significative, confirmant que la production biologique autochtone joue un rôle secondaire dans le pool de MOD de ce système.

Les faibles valeurs obtenues pour ces différents indices reflètent une activité microbiologique et algale limitée au sein du Ruisseau Rousse, suggérant un état de santé relativement faible du milieu. Parallèlement, des suivis biologiques et biochimiques ont été réalisés dans le ruisseau Rousse selon différents paramètres (IDEC, indice benthique, suivi des pesticides). Giroux (2022), sur la base de sept années d'échantillonnage, a mis en évidence la présence moyenne de 34 pesticides, avec une fréquence moyenne de dépassement des critères de recommandation atteignant 90 % (Conseil canadien des ministres de l'environnement, 2012). Par ailleurs, les indices de l'état de santé benthique du cours d'eau indiquent généralement des conditions comprises entre « mauvais » et « très mauvais » (Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs, 2019). Afin de confirmer les différentes sous-problématiques mises en évidence par ces analyses biochimiques, il serait pertinent d'approfondir l'étude par des analyses isotopiques du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}$) ou par spectrométrie de masse à haute résolution (HRMS), ainsi que par une évaluation de l'état écologique du ruisseau à l'aide de tests SurVol Benthos à chaque station du Ruisseau Rousse dans le cadre de travaux futurs. La MOD est un indicateur sensible de la qualité de l'eau, influencé par l'usage des sols, les apports atmosphériques et les activités humaines (Rodriguez-Avella, 2020). Les mesures de fluorescence, notamment in-situ et via EEM-PARAFAC, permettent non seulement d'identifier les principales sources de MOD, mais aussi de distinguer les types de composés organiques présents. Dans le cadre du Ruisseau Rousse, l'application de ces techniques pourrait compléter les analyses biochimiques et isotopiques, en offrant une caractérisation plus précise de l'origine et de la dynamique des matières organiques, essentielle pour évaluer l'état écologique et les processus de transfert au sein du bassin versant.

4.1.2 Les apports en connaissances et en méthodologie du projet aux objectifs du Lab-Eau-Rousse

La mise en place d'un réseau de six stations de surveillance continues le long du profil longitudinal du Ruisseau Rousse constitue le point central et primordial de l'approche méthodologique adoptée au fur et à mesure du projet. Ce dispositif, conçu pour capturer la variabilité spatiale et temporelle des paramètres hydrologiques, hydrochimiques et isotopiques repose sur une logique d'observation à multi-échelles : l'échelle du bassin versant pour la caractérisation des régimes saisonniers, et l'échelle du tronçon pour l'identification des sources localisées d'apports dans une logique plus ponctuelle. L'articulation entre la surveillance continue (sonde de niveau d'eau) et les campagnes d'échantillonnage, à pas de temps variable, permet de concilier la résolution temporelle nécessaire à la capture des événements hydrologiques (crues, fonte, tempêtes, étiages) et la représentativité spatiale requise pour caractériser les gradients longitudinaux de qualité de l'eau.

a) Mise en évidence des effets des changements climatiques sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant

L'analyse hydroclimatique de la période d'étude (novembre 2023 – décembre 2024) révèle un contexte marqué par des anomalies climatiques significatives par rapport aux normales 1991–2020, qui ont influencé le fonctionnement hydrologique du bassin. L'hiver 2024, plus doux et moins enneigé, a conduit à une fonte précoce et complète dès le début du mois d'avril, réduisant la fenêtre de recharge printanière. À l'inverse, l'été 2024 a été exceptionnellement pluvieux (+74,1 % par rapport aux normales), générant des réponses hydrologiques rapides et intenses. L'automne, quant à lui, a été caractérisé par un déficit pluviométrique sévère (–58 %), renforçant la dominance des eaux souterraines dans les apports au cours d'eau et réduisant la connectivité hydrologique entre les zones ripariennes et le réseau de drainage. Cette succession d'anomalies climatiques illustre la vulnérabilité des petits bassins versants agricoles aux variations interannuelles du régime hydroclimatique, et souligne l'importance d'une surveillance continue sur des périodes suffisamment longues pour distinguer la variabilité naturelle des tendances structurelles associées aux changements climatiques (Bauwe & Lennartz, 2024).

En dehors des événements hydrologiques majeurs, le ruisseau Rousse est soutenu par les écoulements souterrains. Cette caractéristique hydrodynamique confère aux méthodes de traçage naturel, et notamment aux isotopes stables de la molécule d'eau, une efficacité diagnostique particulièrement élevée pour la séparation des hydrogrammes et la quantification des contributions relatives des différentes composantes du débit. La distinction entre une période hiverno-printanière, dominée respectivement par les eaux souterraines et la fonte des neiges, et une période estivale-automnale davantage influencée par le ruissellement, mise en évidence par les données isotopiques et confirmée par les mesures de conductivité électrique, structure l'ensemble des dynamiques de transport de solutés décrites dans cette étude. La distinction entre une période hivernale-printanière dominée par les eaux souterraines et la fonte des neiges respectivement et une période estivale-automnale davantage influencée par le ruissellement, clairement établie par les données isotopiques et confirmée par les données de conductivité électrique, influence les dynamiques de transport de solutés décrites dans cette étude.

b) Les défis liés au jaugeage du bassin versant

L'un des objectifs de la campagne de terrain printemps-été 2024 était d'établir des courbes de tarage aux stations SW2, SW4 et SW6, représentant respectivement les tronçons amont, médian et aval du Ruisseau Rousse. Cette démarche visait à couvrir une gamme suffisamment large de niveaux d'eau afin de disposer de relations hauteur-débit robustes et représentatives des différents régimes hydrologiques du cours d'eau. Les campagnes de mesure ont été réalisées à une fréquence bimensuelle entre mai et juillet 2024, pour un total de six visites par station, au cours desquelles le débit a été quantifié par jaugeage direct. L'objectif appliqué de cette démarche était de fournir un outil hydrologique opérationnel à la Sépaq, leur permettant d'estimer le débit du Ruisseau Rousse en temps réel à partir de la seule mesure du niveau d'eau, sans nécessiter d'intervention technique spécialisée sur le terrain.

D'un point de vue méthodologique, la stratégie déployée s'inscrit dans les bonnes pratiques reconnues pour la construction de courbes de tarage en milieu hydrologique peu jaugeé. Le recours combiné au vélocimètre électromagnétique (FH950, HACH) et aux essais de dilution au sel (NaCl) selon les conditions hydrauliques locales constitue une approche complémentaire

bien adaptée aux petits cours d'eau, dont les conditions d'écoulement ne permettent pas toujours l'application d'une méthode unique. Cette flexibilité méthodologique est cohérente avec les recommandations formulées dans des contextes similaires, notamment dans les travaux de Zeuner et al. (2025), qui soulignent la nécessité d'adapter les protocoles de mesure à la variabilité morphologique et hydraulique des petits bassins versants agricoles pour garantir la fiabilité des données hydrologiques produites.

Malgré la réalité du terrain propre aux petits cours d'eau à fond meuble, soit l'instabilité morphologique du chenal, il a été possible de jauger avec succès le bassin versant du Ruisseau Rousse à trois stations représentatives (amont, intermédiaire et aval), constituant un legs méthodologique concret de ce projet. Les courbes de tarage ont été établies au droit des ponceaux, choisis précisément pour la relative stabilité de leurs sections hydrauliques, qui offrent des conditions de contrôle plus reproductibles que le reste du chenal. Un transport sédimentaire a néanmoins été observé tout au long de la période de campagne, même à ces sections privilégiées, entraînant des modifications ponctuelles des profils d'écoulement : déplacements de bancs de sable, érosion localisée des berges et colmatage partiel des sections de jaugeage. Ces remaniements ont introduit une certaine variabilité dans la relation hauteur-débit, qui a pu être suivie et corrigée au fil des campagnes. Dans le cas du Ruisseau Rousse, les événements pluvieux exceptionnels de l'été 2024, dont la tempête Debby (131 mm, 9–10 août 2024), ont vraisemblablement amplifié ce phénomène en générant des conditions de transport sédimentaire hors-norme (Figure 4.2), nécessitant une validation des courbes de tarage existantes afin de caractériser l'impact des modifications du chenal sur la relation hauteur-débit.



Figure 4.2 : Modification morphologique consécutive à un événement hydroclimatique majeur : la Tempête Debby (9–10 août 2024)

En définitive, si la stratégie de construction des courbes de tarage adoptée dans ce projet répond aux exigences méthodologiques d'une approche rigoureuse et adaptée au contexte, les contraintes morphodynamiques du Ruisseau Rousse illustrent une limite inhérente aux petits cours d'eau à fond instable : la relation hauteur-débit n'est pas une propriété statique du système, mais une grandeur dynamique qui évolue avec la morphologie du chenal, du temps et des événements irréguliers. Cette réalité plaide pour l'intégration d'un protocole de vérification et de mise à jour régulière des courbes de tarage dans les programmes de surveillance à long terme du Ruisseau Rousse, en particulier à la suite d'événements hydrologiques majeurs susceptibles de reconfigurer les sections de contrôle. Elle souligne également l'intérêt, dans les travaux futurs, d'explorer des approches alternatives ou complémentaires à la courbe de tarage classique mieux adaptées, ou complémentaires, aux systèmes hydrologiquement complexes et morphologiquement instables.

c) Une compréhension plus fine du fonctionnement hydrologique du bassin versant.

L'un des apports majeurs de cette étude réside dans la compréhension accrue du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Ruisseau Rousse, rendue possible grâce à la combinaison de traceurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) et hydrochimiques déployés dans le cadre du Lab-Eau-Rousse. L'utilisation conjointe de ces outils complémentaires a permis de dépasser une vision globale et indifférenciée du bassin versant pour révéler une organisation spatiale contrastée de ses dynamiques hydrologiques. Le découpage entre la zone amont et le secteur intermédiaire-aval s'est avéré particulièrement structurant dans l'interprétation des résultats. La zone amont présente un comportement hydrologique relativement homogène, avec des signatures isotopiques et hydrochimiques stables reflétant des temps de résidence plus longs et une contribution soutenue des eaux souterraines. Le secteur intermédiaire-aval, en revanche, révèle une dynamique nettement plus complexe et variable, marquée par une signature géochimique témoignant d'influences anthropiques et de mélanges de sources d'eau plus diversifiés.

La méthodologie multi-traceurs déployée dans le cadre du Lab-Eau-Rousse a permis de transformer un bassin versant jusqu'alors peu documenté en un système mieux caractérisé. Les données isotopiques et hydrochimiques collectées constituent désormais une base de référence solide pour de futures études de séparation d'hydrogramme, de modélisation des sources de contamination ou de suivi à long terme de la qualité de l'eau, consolidant ainsi le legs scientifique et méthodologique de ce projet.

4.1.3 Caractérisation du cycle de l'eau par le Radon-222 : bilan de masse du bassin versant

La campagne d'échantillonnage en radon-222 (^{222}Rn) réalisée le 9 décembre 2024 visait à quantifier les apports en eaux souterraines le long du profil longitudinal du Ruisseau Rousse, en complément des approches isotopiques et hydrochimiques déployées sur l'ensemble de la période d'étude. L'utilisation du ^{222}Rn comme traceur naturel des apports souterrains repose sur un principe bien établi : en raison de sa production continue par désintégration du ^{226}Ra dans les sédiments et les aquifères, et de sa courte demi-vie (3,82 jours), ce gaz noble radioactif

présente des activités plus élevées dans les eaux souterraines que dans les eaux de surface, où il disparaît par dégazage atmosphérique. Sa présence en concentrations significatives dans un cours d'eau constitue donc un indicateur direct et localisé d'un apport récent d'eau souterraine, ce qui en fait un outil de choix pour la construction de bilans de masse à l'échelle du bassin versant (Cook, 2013 ; Lefebvre et al., 2015).

D'un point de vue méthodologique, le dispositif d'échantillonnage mis en place sur le Ruisseau Rousse présente plusieurs atouts notables. La couverture longitudinale de huit points de prélèvement, incluant les six stations de surveillance permanentes ainsi que deux points encadrant la chute d'eau localisée entre SW4 et SW5, permet une caractérisation spatiale fine des variations d'activité en ^{222}Rn le long du cours d'eau, en intégrant explicitement la zone de dégazage intense associée à cette discontinuité morphologique. Cette attention portée à la chute d'eau constitue une démarche rigoureuse et méthodologiquement justifiée : Cook (2013) souligne en effet l'importance de prendre en compte les zones de turbulence et d'échange atmosphérique intense dans la construction des bilans de masse en ^{222}Rn , sous peine de confondre les pertes par dégazage avec une absence d'apports souterrains. Les mesures réalisées de part et d'autre de la chute, 271 Bq/m^3 en amont et 175 Bq/m^3 en aval, illustrent précisément l'ampleur de ce phénomène et valident la pertinence du protocole d'échantillonnage adopté. Par ailleurs, le recours au logiciel Finiflux (Frei & Gilfedder, 2015), qui intègre et résout numériquement le bilan de masse du ^{222}Rn en tenant compte des processus de production, de dégazage et de radioactivité le long du profil longitudinal, constitue une approche plus simple d'accès, robuste et reconnue. L'intégration complémentaire des données de température de l'eau, des concentrations en chlorures et des signatures isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ pour valider spatialement les zones d'apport souterrain identifiées par le ^{222}Rn renforce par ailleurs la robustesse de l'interprétation, en s'appuyant sur la convergence de traceurs indépendants plutôt que sur un signal unique.

Les résultats obtenus révèlent des variations spatiales marquées des activités en ^{222}Rn le long du Ruisseau Rousse, avec des valeurs décroissant globalement de l'amont vers l'aval (5740 Bq/m^3 à SW1 ; 86 Bq/m^3 à SW6), ponctuées d'augmentations localisées entre certaines stations

qui traduisent des zones d'apport souterrain actif. La modélisation par Finiflux a permis d'estimer les débits de résurgence souterraine pour chaque tronçon : 13.2 L/s entre SW1 et SW2, 9.8 L/s entre SW2 et SW3, 2.4 L/s entre SW3 et SW4, 8.1 L/s entre SW4 et SW5 et 3.3 L/s entre SW5 et SW6. Les proportions d'eaux souterraines calculées pour chaque tronçon atteignent jusqu'à 62.6 % à SW3, confirmant l'importance hydrologique du tronçon amont, particulièrement en période d'étiage. Ces résultats sont cohérents avec les signatures isotopiques contraintes observées durant la période hivernale, durant laquelle les eaux du cours d'eau se rapprochent systématiquement de la composition isotopique des eaux souterraines, et avec les teneurs en silice dissoute élevées à SW1, traceur d'un temps de résidence souterrain prolongé. La cohérence entre ces différents traceurs indépendants, ^{222}Rn , isotopes stables, silice, conductivité électrique, constitue en elle-même une validation croisée de la robustesse des résultats obtenus, et renforce la crédibilité du cadre analytique multi-traceurs adopté dans ce projet.

Cependant, la construction du bilan de masse se heurte à une limite : l'absence de mesures de débit et d'activités en ^{222}Rn pour les principaux tributaires du bassin versant, notamment le cours d'eau Blanc et le cours d'eau Renaud. Dans tout bilan de masse hydrologique, les tributaires constituent des termes sources dont l'omission introduit une incertitude systématique sur les flux entrants et sortants estimés à chaque station. Cette lacune est d'autant plus critique que les données isotopiques disponibles indiquent clairement que le cours d'eau Blanc, prenant sa source à l'étang POND04 et transitant par POND05 avant sa confluence avec le Ruisseau Rousse, présente une signature isotopique appartenant à la composante souterraine, lors des échantillonnages ayant eu lieu en 2022. Son intégration dans le bilan de masse est donc nécessaire pour une quantification fiable des apports souterrains dans la section médiane du bassin versant. La non-prise en compte des apports latéraux des tributaires dans les bilans de masse en ^{222}Rn constitue l'une des principales sources de surestimation des flux de décharge souterraine diffuse, particulièrement dans les bassins versants agricoles où les tributaires sont souvent alimentés par des eaux à forte signature souterraine. Dans le cas du Ruisseau Rousse, négliger le cours d'eau Blanc et le cours d'eau Renaud reviendrait à attribuer à la décharge souterraine diffuse une fraction des apports qui relève en réalité d'un apport latéral concentré, biaisant l'interprétation spatiale des zones de recharge préférentielle identifiées par le modèle.

En définitive, les résultats issus de la campagne ^{222}Rn du 9 décembre 2024 constituent une avancée significative dans la caractérisation des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin versant du Ruisseau Rouse, en fournissant une estimation quantitative spatialement distribuée des apports souterrains que les seules données isotopiques et hydrochimiques ne permettent pas d'obtenir. Ils confirment et précisent les conclusions tirées des analyses en isotopes stables, en localisant les tronçons à dominance souterraine et en quantifiant leur contribution relative au débit total.

4.1.4 Caractérisation de la capacité de support adaptée au contexte du bassin versant du Ruisseau Rouse

L'évaluation de la capacité de support du Ruisseau Rouse s'est appuyée sur le suivi temporel des concentrations en nitrates aux différentes stations du bassin versant, mis en perspective avec le seuil de toxicité chronique fixé à 3 mg-N/L par le Conseil canadien des ministres de l'environnement (CCME, 2012). Ce paramètre, directement lié aux pressions agricoles documentées sur le bassin, offre un indicateur opérationnel et interprétable de la tolérance du cours d'eau aux apports azotés diffus.

Les résultats révèlent que le seuil de 3 mg-N/L est dépassé à de nombreuses reprises sur la période de suivi, avec des dynamiques spatialement contrastées entre les secteurs amont et intermédiaire-aval. Le dépassement le plus préoccupant est observé à la station SW6, durant l'été et l'automne 2024, soit une période qui correspond à la fois aux conditions d'étiage et à une activité agricole soutenue sur le bassin versant. Ce constat illustre concrètement les limites de la capacité de support du système en période de stress hydrologique combiné à une pression agricole intense, et constitue un signal d'alerte pertinent pour la gestion du bassin versant.

La capacité de support est un terme qui recouvre une réalité écologique large. Une caractérisation véritablement intégrée de la capacité de support nécessiterait d'une part une approche statistique plus globale, intégrant une plus longue série temporelle de données et une diversification des paramètres physico-chimiques suivis, et d'autre part, et surtout, l'intégration de

données biologiques. Les communautés de macroinvertébrés, l'ichtyofaune ou encore le périphyton constituent en effet les véritables indicateurs de l'état écologique d'un cours d'eau et permettent de valider, ou d'invalidier, les seuils identifiés par la seule approche physico-chimique. Cette ouverture vers la biologie représente ainsi la perspective la plus structurante pour la suite du Lab-Eau-Rousse, afin de faire évoluer cette première caractérisation vers un diagnostic écologique pleinement opérationnel et reconnu.

CONCLUSION

Ce projet de maîtrise avait pour objectif d'établir un diagnostic du cycle de l'eau dans le bassin versant du Ruisseau Rousse, en évaluant les impacts des activités agricoles sur la qualité de la ressource en eau d'un petit cours d'eau à faible débit soumis à des pressions anthropiques multiples. Trois objectifs spécifiques ont structuré cette démarche : Identifier des échanges entre les compartiments souterrains et surfaciques, caractériser l'origine et la dynamique des contaminants et évaluer la capacité de support du cours d'eau. L'approche multi-outils retenue, combinant étude hydroclimatique, modélisation hydrologique, traçage isotopique, hydrochimie, instrumentation continue et mesures biochimiques, a permis d'aborder ces objectifs de manière intégrée et complémentaire.

Les résultats obtenus permettent de dresser un portrait du fonctionnement hydrogéochimique du bassin versant. L'analyse des isotopes stables de la molécule d'eau, corroborée par les données de conductivité électrique et d'ions majeurs, a permis de caractériser un régime hydrologique pluvio-nival dont le débit de base est soutenu en toute saison par les apports des eaux souterraines. Si la contribution souterraine demeure structurante tout au long de l'année, les résultats mettent en évidence des dynamiques saisonnières contrastées : une période hivernale où, en l'absence d'apports externes liés au couvert de glace, le débit du ruisseau est intégralement soutenu par les eaux souterraines, comme en témoignent les signatures isotopiques et hydrochimiques observées ; une période printanière dominée par la fonte nivale, qui constitue l'apport le plus important de la saison sous forme de ruissellement direct ou de recharge de la nappe phréatique ; une période estivale et automnale davantage marquée par le ruissellement de surface en réponse aux événements pluvieux, tout en maintenant une contribution souterraine qui redevient dominante lors des étiages, lorsque le ruisseau atteint ses débits les plus faibles.

La dynamique des nitrates révèle une structuration spatiale et temporelle fortement hétérogène, gouvernée par ce même cadre hydrologique saisonnier. La période de fonte des neiges se distingue comme le principal vecteur d'exportation, à travers un mécanisme de premier lessivage générant les charges les plus importantes à l'échelle annuelle. Au printemps et en été, les intrants agricoles diffus localisés dans la section médiane du bassin dominent les exports, tandis que l'absence d'augmentation supplémentaire des charges vers l'aval suggère une rétention active par dilution et dénitrification dans les tronçons inférieurs. Le dépassement régulier du seuil réglementaire de 3 mg-N/L établi par le Conseil canadien des ministres de l'environnement, notamment à la station amont SW1 où la concentration maximale atteint 7,05 mg-N/L en automne, soulève des préoccupations réelles quant à la toxicité chronique pour la biodiversité aquatique du cours d'eau et, à terme, pour l'intégrité écologique du Marais de la Grande Baie. La matière organique dissoute, quant à elle, est dominée par des sources allochtones et terrestres tout au long de l'année, avec la zone humide adjacente à SW2 identifiée comme source principale de carbone organique dissous via un mécanisme de lessivage automnal des horizons organiques des sols.

Les conditions hydroclimatiques exceptionnelles de l'année 2024, hiver doux avec une faible couverture neigeuse (-87 mm par rapport aux normales climatiques), été exceptionnellement pluvieux (+199 mm par rapport aux normales climatiques) ponctué d'événements intenses tels que la tempête Debby (131 mm, 9-10 août 2024), et automne sec (-161 mm par rapport aux normales climatiques), offrent un analogue partiel des trajectoires climatiques projetées pour le sud du Québec. L'analyse des débits mesurés aux trois stations instrumentées du bassin versant révèle une transition marquée d'un régime traditionnellement dominé par la fonte nivale printanière vers un régime à réponse pluviale rapide et imprévisible, accompagnée d'étiages estivaux prononcés. C'est précisément durant ces épisodes d'étiage, documentés par le suivi hydrométrique continu, que les concentrations en nitrates mesurées aux stations de suivi, notamment à SW6, ont dépassé le seuil de toxicité chronique établi à 13,3 mg/L de nitrate (soit 3,0 mg-N/L) par le Conseil canadien des ministres de l'environnement (CCME, 2012), illustrant concrètement comment la réduction du débit limite la capacité de dilution et de dénitrification du cours d'eau, dans un contexte où les activités agricoles restent soutenues sur le bassin

versant. Par ailleurs, la comparaison des signatures isotopiques et hydrochimiques entre la zone amont, caractérisée par la présence de tourbières, et le secteur intermédiaire-aval, à vocation plus agricole, met en évidence le rôle tampon biogéochimique exercé par ces milieux naturels : les concentrations en nitrates y sont systématiquement plus faibles et la variabilité des paramètres de qualité de l'eau plus limitée, suggérant que ces zones constituent un levier de résilience essentiel à préserver et à intégrer explicitement dans les stratégies de gestion intégrée du bassin versant.

Collectivement, ces résultats démontrent l'intérêt d'une approche multi-traceurs appliquée à un petit bassin versant agricole, et fournissent une base analytique solide pour orienter les décisions de gestion de la ressource en eau à l'échelle locale. Ils soulignent en particulier la nécessité d'une surveillance continue et à long terme du Ruisseau Rousse, intégrant la mise à jour régulière des courbes de tarage, la caractérisation systématique des tributaires dans les bilans de masse, et le suivi de l'état écologique du cours d'eau par des indicateurs biologiques complémentaires. Dans le contexte du laboratoire vivant, ces travaux constituent un premier jalon vers la co-construction de solutions de gestion durable, conciliant les usages agricoles et la protection des milieux aquatiques, au bénéfice de l'ensemble des acteurs du bassin versant et de l'intégrité à long terme du Marais de la Grande Baie.

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGRCQ (Association des gestionnaires régionaux des cours d'eau du Québec) (2024). Guide sur la gestion des cours d'eau du Québec. Québec : AGRCQ. (Version originale 2017)
- ASCE. (1996). Hydrology handbook (2nd ed.). American Society of Civil Engineers.
- Assessment, M. E. (2003). Millennium ecosystem assessment. Ecosystems.
- Assessment, M. E. (2005). Ecosystems and human well-being: wetlands and water. World resources institute.
- Association des gestionnaires régionaux des cours d'eau du Québec (2024). Guide sur la gestion des cours d'eau du Québec. Québec : AGRCQ. (Version originale 2017)
- Association, A. P. H. (1926). Standard methods for the examination of water and wastewater (Vol. 6). American Public Health Association.
- Baijjali, W., Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). The artesian thermal groundwaters of northern Jordan: insights into their recharge history and age. *Journal of Hydrology*, 192(1), 355–382. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03082-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03082-X)
- Barbecot, F., Guillon, S., Pili, E., Larocque, M., Gibert-Brunet, E., Hélie, J.-F., Noret, A., Plain, C., Schneider, V., & Mattei, A. (2018). Using water stable isotopes in the unsaturated zone to quantify recharge in two contrasted infiltration regimes. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1–13.
- Barnhart, T. B., Tague, C. L., & Molotch, N. P. (2020). The counteracting effects of snowmelt rate and timing on runoff. *Water Resources Research*, 56(8), e2019WR026634.
- Basu, N. B., Thompson, S. E., & Rao, P. S. C. (2011). Hydrologic and biogeochemical functioning of intensively managed catchments: A synthesis of top-down analyses. *Water Resources Research*, 47(10). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011WR010800>
- Baumgartner A and Reichel E 1975 *The World Water Balance* (New York: Elsevier)
- Bauwe, A., & Lennartz, B. (2024). Insights gained from two decades of intensive monitoring: hydrology and nitrate export in a tile-drained agricultural catchment [Original Research]. *Frontiers in Water*, Volume 6 - 2024. <https://doi.org/10.3389/frwa.2024.1369552>
- Becher Quinodoz, F., Cabrera, A., Blarasin, M., Matteoda, E., Pascuini, M., Prámparo, S., Boumaiza, L., Matiatos, I., Schroeter, G., Lutri, V., & Giacobone, D. (2024). Chemical

and isotopic tracers combined with mixing models for tracking nitrate contamination in the Pampa de Pocho aquifer, Argentina. *Environmental Research*, 259, 119571. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.envres.2024.119571>

- Beeckman, F., Motte, H., & Beeckman, T. (2018). Nitrification in agricultural soils: impact, actors and mitigation. *Current opinion in Biotechnology*, 50, 166-173.
- Bellot, C. (2023). Comprendre les débits. In C. Etchegoyhen, D. Lepoutre, & P.-A. Peyret (Eds.), *Hydrologie appliquée*. INRAE.
- Bengtsson, L. (2010). The global atmospheric water cycle. *Environmental Research Letters*, 5(2), 025202.
- Bergeron-Verville, C. (2013). La capacité de charge des écosystèmes dans le contexte de l'aménagement du territoire et du développement durable au Québec.
- Berghuijs, W. R., Woods, R. A., & Hrachowitz, M. (2014). A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature climate change*, 4(7), 583-586.
- Beven, K. J. (2012). *Rainfall-runoff modelling: The primer* (2nd ed.). Wiley-Blackwell.
- Beven, K. J. (2020). A history of the concept of time of concentration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5), 2655–2670.
- Beven, K., and P.Germann (2013), Macropores and water flow in soils revisited, *Water Resour. Res.*, 49, 3071–3092, doi:10.1002/wrcr.20156
- Biksey, T. M., & Gross, E. D. (2001). The hyporheic zone: Linking groundwater and surface water—Understanding the paradigm. *Remediation Journal: The Journal of Environmental Cleanup Costs, Technologies & Techniques*, 12(1), 55-62.
- Britannica Editors. (2020). Overland flow. In *Encyclopædia Britannica*. <https://www.britannica.com>
- Brouard, E., Roy, M., Dubé-Loubert, H., Lamarche, O., & Hébert, S. (2020). Carte des dépôts de surface de la province de Québec: rapport sur les méthodes et les données. In: *Le Bureau de la Connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ)*
- Brunner, P., Cook, P. G., & Simmons, C. T. (2009). Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. *Water Resources Research*, 45(1).
- Cartwright, I., Hofmann, H., Sirianos, M. A., Weaver, T. R., & Simmons, C. T. (2011). Geochemical and ²²²Rn constraints on baseflow to the Murray River, Australia, and time-scales for the decay of low-salinity groundwater lenses. *Journal of Hydrology*, 405(3-4), 333–343.

- Caskey, K. L., Carling, G. T., Bickmore, B. R., Burgener, L. K., Fernandez, D. P., Rey, K. A., ... & Warix, S. R. (2026). Snowmelt-Activated Shallow Flow Paths Drive Dissolved and Particulate Trace Metal Fluxes in the Provo River, Utah, USA. *Hydrological Processes*, 40(2), e70445.
- Catalogne, C., Sauquet, E., & Lang, M. (2014). Valorisation des données de jaugeages épisodiques pour l'estimation du débit de référence d'étiage QMNA5. *La Houille Blanche*, 100(4), 78–87. <https://doi.org/10.1051/lhb/2014042>
- Cherry, J. A., & Freeze, R. A. (1979). *Groundwater* (Vol. 370). Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- Clark, I. (2015). *Groundwater geochemistry and isotopes*. CRC press.
- Clark, I. D., & Fritz, P. (2013). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.
- Clark, I. D., & Fritz, P. (2013). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.
- Cloutier, C. A. (2013). *Analyse à haute résolution spatiale et temporelle de la connectivité entre la rivière Matane et son aquifère alluvial lors d'évènement de crue* (Doctoral dissertation, Université du Québec à Rimouski).
- Cook, P. G. (2013). Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys. *Hydrological Processes*, 27(25), 3694–3707.
- Cook, P., Favreau, G., Dighton, J., & Tickell, S. (2003). Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 277(1-2), 74–88.
- Cook, P., Lamontagne, S., Berhane, D., & Clark, J. (2006). Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 . *Water Resources Research*, 42(10).
- Courret, D., Baran, P., & Larinier, M. (2021). An indicator to characterize hydrological alteration due to hydropeaking. *Journal of Ecohydraulics*, 6(2), 139–156. <https://doi.org/10.1080/24705357.2020.1871307>
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *tellus*, 16(4), 436–468.
- Dayal, D., Pandey, A., Gupta, P. K., & Kalura, P. (2024). Investigating the utility of satellite-based precipitation products for simulating extreme discharge events: an exhaustive

model-driven approach for a tropical river basin in India. *Environmental Monitoring and Assessment*, 196(7), 608. <https://doi.org/10.1007/s10661-024-12746-4>

Devia, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001–1007. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>

Downer, C. W., & Ogden, F. L. (2004). GSSHA: Model To Simulate Diverse Stream Flow Producing Processes. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(3), 161–174. [https://doi.org/doi:10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2004\)9:3\(161\)](https://doi.org/doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2004)9:3(161))

Drapeau, H. (2023). Shifts in organic matter character and microbial community dynamics from glacier headwaters to downstream rivers in the Canadian Rocky Mountains.

Dunne, T., & Leopold, L. B. (1978). *Water in environmental planning*. Macmillan.

Dupas, R., Gruau, G., Gu, S., Humbert, G., Jaffrézic, A., & Gascuel-Oudou, C. (2015). Groundwater control of biogeochemical processes causing phosphorus release from riparian wetlands. *Water research*, 84, 307-314.

Dwivedi, D., Poepl, R. E., & Wohl, E. (2025). Hydrological connectivity: a review and emerging strategies for integrating measurement, modeling, and management [Mini Review]. *Frontiers in Water*, Volume 7 - 2025. <https://doi.org/10.3389/frwa.2025.1496199>

Edwards, P. J., Williard, K. W., & Schoonover, J. E. (2015). Fundamentals of watershed hydrology. *Journal of contemporary water research & education*, 154(1), 3-20.

Epstein, S., & Mayeda, T. (1953). Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et cosmochimica acta*, 4(5), 213–224.

EPTB de la Bresle. (nd). Les débits d'étiage (QMNA et VCNx) - présentation de l'eptb - Eptb de la bresle. <https://www.eptb-bresle.com/2-presentation-de-l-eptb/92-les-debits-d-etiage-qmna-et-vcnx.html>

Erostate, M., Huneau, F., Garel, E., Vystavna, Y., Santoni, S., & Pasqualini, V. (2019). Coupling isotope hydrology, geochemical tracers and emerging compounds to evaluate mixing processes and groundwater dependence of a highly anthropized coastal hydrosystem. *Journal of Hydrology*, 578, 123979. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123979>

Gangbazo, G., Roy, J., & Le Page, A. (2005). Capacité de support des activités agricoles par les rivières: le cas du phosphore total.

- Genereux, D. P., & Hemond, H. F. (1992). Determination of gas exchange rate constants for a small stream on Walker Branch Watershed, Tennessee. *Water Resources Research*, 28(9), 2365–2374.
- Gnann, S. J., Howden, N. J., & Woods, R. A. (2020). Hydrological signatures describing the translation of climate seasonality into streamflow seasonality. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(2), 561-580.
- Gnann, S. J., McMillan, H. K., Woods, R. A., & Howden, N. J. K. (2021). Including regional knowledge improves baseflow signature predictions in large sample hydrology. *Water Resources Research*, 57, e2020WR028354. <https://doi.org/10.1029/2020WR028354>
- Gundersen, L. C., & Wanty, R. B. (2020). *Field studies of radon in rocks, soils, and water*. CRC Press.
- Hansen, A. T., Dolph, C. L., Foufoula-Georgiou, E., & Finlay, J. C. (2018). Contribution of wetlands to nitrate removal at the watershed scale. *Nature Geoscience*, 11(2), 127-132.
- Hefting, M. M., van den Heuvel, R. N., & Verhoeven, J. T. (2013). Wetlands in agricultural landscapes for nitrogen attenuation and biodiversity enhancement: opportunities and limitations. *Ecological Engineering*, 56, 5-13.
- Heppell, C. M., Binley, A., Trimmer, M., Darch, T., Jones, A., Malone, E., ... & Lloyd, C. E. (2017). Hydrological controls on DOC: nitrate resource stoichiometry in a lowland, agricultural catchment, southern UK. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9), 4785-4802.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1), 446–460.
- Howcroft, W., Zhang, K., & Timms, W. (2025). Groundwater residence times and hydrogeochemical processes in a shallow limestone aquifer overlying a deep-well CO₂ injection demonstration site. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 59, 102418. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102418>
- Huang, Y., Huang, J., Ervinia, A., & Duan, S. (2020). Tracking riverine nitrate sources under changing land use pattern and hydrologic regime. *Marine Pollution Bulletin*, 152, 110884. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.110884>
- Hughes, C. E., & Crawford, J. (2012). A new precipitation weighted method for determining the meteoric water line for hydrological applications demonstrated using Australian and global GNIP data. *Journal of Hydrology*, 464, 344–351.

- Huguet, A., Vacher, L., Relexans, S., Saubusse, S., Froidefond, J.-M., & Parlanti, E. (2009). Properties of fluorescent dissolved organic matter in the Gironde Estuary. *Organic Geochemistry*, 40(6), 706–719.
- HydroPortail. (n.d.). Calculer et vérifier certaines valeurs remarquables telles que QMNA5 / VCN10 / Module avec HydroPortail. https://hydro.eaufrance.fr/uploads/Publications/Calcul_module_QMNA_VCN_vf.pdf
- Iorgulescu, I., Beven, K., & Musy, A. (2005). Data-based modelling of runoff and chemical tracer concentrations in the Haute-Mentue research catchment (Switzerland). *Hydrological Processes: An International Journal*, 19(13), 2557–2573.
- Jain, S. K. *Basics of Surface Water Hydrology*.
- Jasechko, S. (2019). Global isotope hydrogeology—review. *Reviews of Geophysics*, 57(3), 835-965.
- Kant, N., & Wratt, G. (2025). A review of integrated groundwater and surface water management for environmental sustainability. *Acta Geochimica*, 44(5), 1120–1141. <https://doi.org/10.1007/s11631-025-00803-9>
- Kendall, C., & McDonnell, J. J. (1998). Isotope tracers in catchment hydrology.
- Kirchner, J.W. (2003). A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*, 17: 871-874. <https://doi.org/10.1002/hyp.5108>
- Kirpich, Z. (1940). Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil engineering*, 10(6), 362.
- Klaus, J., & McDonnell, J. J. (2013). Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology*, 505, 47–64. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>
- Lefebvre, K., Barbécot, F., Larocque, M., & Gillon, M. (2015). Combining isotopic tracers (^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}$) for improved modelling of groundwater discharge to small rivers. *Hydrological Processes*, 29(12), 2814–2822.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., & Külls, C. (2011). *Tracers in hydrology*. John Wiley & Sons.
- Li, Y., Liu, Z., Li, P., Zhou, X., Deng, Z., Zou, Z., Tang, J., Zhang, C., Li, T., & Peng, C. (2025). Dissolved and particulate organic carbon transport among forest, river, and wetland ecosystems: a review of processes, controlling factors, challenges, and prospects. *Environmental Reviews*, 33, 1–22. <https://doi.org/10.1139/er-2024-0078>

- Lin, G.-Z., Hsu, S.-Y., Ho, C.-C., Chen, C.-F., Huang, J.-C., & Lee, T.-Y. (2022). Application of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) to evaluate the fates of nitrogenous fertilizer in subtropical mountainous watershed tea farms. *Environmental Monitoring and Assessment*, 194(3), 213.
- Lv, A., Han, Y., Zhu, W., Zhang, S., & Zhao, W. (2021). Risk assessment of water resources carrying capacity in China. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 57(4), 539–551.
- MacKenzie, K. M., Singh, K., Binns, A. D., Whiteley, H. R., & Gharabaghi, B. (2022). Effects of urbanization on stream flow, sediment, and phosphorous regime. *Journal of Hydrology*, 612, 128283.
- Maguire, T. J., & Fulweiler, R. W. (2016). Urban dissolved silica: quantifying the role of groundwater and runoff in wastewater influent. *Environmental science & technology*, 50(1), 54-61.
- Malmquist, L. (2025). Water balance in agricultural catchments amidst climate and land use changes in Sweden. *Acta Universitatis Agriculturae Sueciae*, (2025: 8).
- Marçais, J., Gauvain, A., Labasque, T., Abbott, B. W., Pinay, G., Aquilina, L., Chabaux, F., Viville, D., & de Dreuzy, J.-R. (2018). Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers. *Science of The Total Environment*, 636, 260–272. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.196>
- Masse-Dufresne, J., Barbecot, F., Baudron, P., & Gibson, J. (2021). Quantifying floodwater impacts on a lake water budget via volume-dependent transient stable isotope mass balance. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25(6), 3731–3757. <https://doi.org/10.5194/hess-25-3731-2021>
- Matiatos, I., Alexopoulos, A. and Godelitsas, Ath.: Multivariate statistical analysis of the hydrogeochemical and isotopic composition of the groundwater resources in northeastern Peloponnesus (Greece), *Sci. Total Environ.*, 476-477, 577-590, 2014.
- Matilainen, A., Gjessing, E. T., Lahtinen, T., Hed, L., Bhatnagar, A., & Sillanpää, M. (2011). An overview of the methods used in the characterisation of natural organic matter (NOM) in relation to drinking water treatment. *Chemosphere*, 83(11), 1431–1442. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2011.01.018>
- McMillan, H. (2020). Linking hydrologic signatures to hydrologic processes: A review. *Hydrological Processes*, 34(6), 1393-1409.
- Mourey, V., & Vernoux, J. F. (2000). Les risques pesant sur les nappes d'eau souterraine d'Ile-de-France. In *Annales des mines* (pp. 32-40).

- Mullinger, N., Binley, A., Pates, J., & Crook, N. (2007). Radon in Chalk streams: Spatial and temporal variation of groundwater sources in the Pang and Lambourn catchments, UK. *Journal of Hydrology*, 339(3-4), 172–182.
- Musselman, K. N., Clark, M. P., Liu, C., Ikeda, K., & Rasmussen, R. (2021). Slower snowmelt in a warmer world. *Nature Climate Change*, 11, 591–598.
- Nawalany, M., Sinicyn, G., Grodzka-Łukaszewska, M., & Mirosław-Świątek, D. (2020). Groundwater–Surface Water Interaction—Analytical Approach. *Water*, 12(6), 1792.
- Neupane, R. P., Mehan, S., & Kumar, S. (2017). Use of geochemical tracers for estimating groundwater influxes to the Big Sioux River, eastern South Dakota, USA. *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1647–1660.
- OMS (Organisation météorologique mondiale). (2012). Guide to hydrological practices (Vol. I, 6th ed.). WMO.
- Pan, W., Huang, H., Yao, P., & Zheng, P. (2021). Assessment Methods of Small Watershed Ecosystem Health. *Polish Journal of Environmental Studies*, 30(2).
- Patoine, M., & Simoneau, M. (2002). Impacts de l’agriculture intensive sur la qualité de l’eau des rivières au Québec. *Vecteur environnement*, 35(1), 61–66.
- Pechlivanidis, I. G., Jackson, B. M., McIntyre, N. R., & Wheeler, H. S. (2011). Catchment scale hydrological modelling: A review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global NEST journal*, 13(3), 193-214.
- Picard, A. (2025). Residence time distribution of groundwater sustaining rivers as a new tool for catchments vulnerability assessments (Saint-Charles River, Québec, Canada).
- Picard, A., Barbecot, F., Bardoux, G., Agrinier, P., Gillon, M., Corcho Alvarado, J. A., Schneider, V., Hélie, J.-F., & de Oliveira, F. (2023). The potential of isotopic tracers for precise and environmentally clean stream discharge measurements. *Hydrology*, 11(1), 1.
- Goulet, R. (2021). Prévention des impacts liés aux quantités d’eau d’irrigation prélevés sur le débit de la branche principale du ruisseau Rousse en contexte de changements climatiques, (COBAMIL) / présentation orale faite en 2021 via ROBVQ 24e edition
- Proteau-Bedard, F., Baudron, P., Benoit, N., Nastev, M., Post, R., & Masse-Dufresne, J. (2023). Investigating multilayer aquifer dynamics by combining geochemistry, isotopes and hydrogeological context analysis. *Hydrology*, 10(11), 211.

- Skaggs, R. W., M. A. Brevé & J. W. Gilliam (1994): Hydrologic and water quality impacts of agricultural drainage*, *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24:1, 1-32
- Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, Å., Chapin, F. S., Lambin, E., Lenton, T. M., Scheffer, M., Folke, C., Schellnhuber, H. J., Nykvist, B., de Wit, C. A., Hughes, T., van der Leeuw, S., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P. K., Costanza, R., Svedin, U.,...Foley, J. (2009). Planetary Boundaries Exploring the Safe Operating Space for Humanity. *Ecology and Society*, 14(2).
- Rodriguez-Avella, K., Baraer, M., Mark, B., McKenzie, J., & Somers, L. (2020). Comparing the performance of three methods to assess DOM dynamics within two distinct glacierized watersheds of the tropical Andes. *Environmental Pollution*, 265, 115052.
- Rogers, A. S. (1958). Physical behavior and geologic control of radon in mountain streams. US Government Printing Office.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 78, 1–36.
- Ryan, K. A., & Lawrence, G. B. (2024). Recent, widespread nitrate decreases may be linked to persistent dissolved organic carbon increases in headwater streams recovering from past acidic deposition. *Science of The Total Environment*, 906, 167646. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.167646>
- Sayama, T., Ozawa, G., Kawakami, T., Nabesaka, S., & Fukami, K. (2012). Rainfall–runoff–inundation analysis of the 2010 Pakistan flood in the Kabul River basin. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), 298–312.
- Scanlon, B. R., Fakhreddine, S., Rateb, A., de Graaf, I., Famiglietti, J., Gleeson, T., ... & Zheng, C. (2023). Global water resources and the role of groundwater in a resilient water future. *Nature Reviews Earth & Environment*, 4(2), 87-101.
- Schilling, O. S., Nagaosa, K., Schilling, T., Brennwald, M. S., Sohrin, R., Tomonaga, Y., Brunner, P., Kipfer, R., & Kato, K. (2023). Revisiting Mt Fuji's groundwater origins with helium, vanadium and environmental DNA tracers. *Nature Water*, 1(1), 60–73.
- Schubert, M., Siebert, C., Knoeller, K., Roediger, T., Schmidt, A., & Gilfedder, B. (2020). Investigating groundwater discharge into a major river under low flow conditions based on a radon mass balance supported by tritium data. *Water*, 12(10), 2838.
- Seitzinger, S., Harrison, J. A., Böhlke, J. K., Bouwman, A. F., Lowrance, R., Peterson, B., ... & Drecht, G. V. (2006). Denitrification across landscapes and waterscapes: a synthesis. *Ecological applications*, 16(6), 2064-2090.

- Sinha, E., Michalak, A. M., & Balaji, V. (2017). Eutrophication will increase during the 21st century as a result of precipitation changes. *Science*, 357(6349), 405-408.
- Strand, J. A., & Weisner, S. E. (2013). Effects of wetland construction on nitrogen transport and species richness in the agricultural landscape—Experiences from Sweden. *Ecological Engineering*, 56, 14-25.
- Tegegne, G., Park, D. K., & Kim, Y.-O. (2017). Comparison of hydrological models for the assessment of water resources in a data-scarce region, the Upper Blue Nile River Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 14, 49–66. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.10.002>
- Tesoriero, A. J., Duff, J. H., Saad, D. A., Spahr, N. E., & Wolock, D. M. (2013). Vulnerability of Streams to Legacy Nitrate Sources. *Environmental Science & Technology*, 47(8), 3623–3629. <https://doi.org/10.1021/es305026x>
- Thompson, M. Y., Brandes, D., & Kney, A. D. (2012). Using electronic conductivity and hardness data for rapid assessment of stream water quality. *Journal of environmental management*, 104, 152-157.
- Tian, W., Wu, X., Liu, D., Knaup, A., Chen, C., & Sondergeld, C. (2019). Investigating effects of pore size distribution and pore shape on radon production in marcellus shale gas formation. *Energy & Fuels*, 33(2), 700–707.
- Tiunov, A.V. Stable isotopes of carbon and nitrogen in soil ecological studies. *Biol Bull Russ Acad Sci* 34, 395–407 (2007). <https://doi.org/10.1134/S1062359007040127>
- Uliana, M. (2025). Basic hydrogeology: An introduction to the fundamentals of groundwater science. *The Groundwater Project*. In.
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562–581.
- Vacher, L. (2004). Étude par fluorescence des propriétés de la matière organique dissoute dans les systèmes estuariens: cas des estuaires de la Gironde et de la Seine Bordeaux 1].
- Vörösmarty, C. J., McIntyre, P. B., Gessner, M. O., Dudgeon, D., Prusevich, A., Green, P., Glidden, S., Bunn, S. E., Sullivan, C. A., Liermann, C. R., & Davies, P. M. (2010). Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 467(7315), 555–561. <https://doi.org/10.1038/nature09440>
- Winter, C., Tarasova, L., Lutz, S. R., Musolff, A., Kumar, R., & Fleckenstein, J. H. (2022). Explaining the variability in high-frequency nitrate export patterns using long-term hydrological event classification. *Water resources research*, 58(1), e2021WR030938.

- Yang, J., Wang, Q., Heidbüchel, I., Lu, C., Xie, Y., Musolff, A., & Fleckenstein, J. H. (2022). Effect of topographic slope on the export of nitrate in humid catchments: a 3D model study. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 26(19), 5051–5068. <https://doi.org/10.5194/hess-26-5051-2022>
- Zeuner, C., Levison, J., & Larocque, M. (2025). Insights on nitrate transport in a shallow, sandy aquifer at various temporal and spatial scales [Original Research]. *Frontiers in Environmental Science*, Volume 13 - 2025. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2025.1641345>
- Zimmermann, U. (1979). Determination by stable isotopes of underground inflow and outflow and evaporation of young artificial groundwater lakes. In *Isotopes in lake studies* (pp. 87–94)
- Zuecco G, Carturan L, De Blasi F, et al. Understanding hydrological processes in glacierized catchments: Evidence and implications of highly variable isotopic and electrical conductivity data. *Hydrological Processes*. 2019;33:816–832. <https://doi.org/10.1002/hyp.13366>