UNIVERSITÉ DE TOURS

ÉCOLE DOCTORALE EMSTU

EA6293 - Laboratoire GéoHydrosystèmes Continentaux

THÈSE présentée par :

Hugo LE LAY

soutenue le : **19 Avril 2019**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Tours**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre

CARACTERISATION DES ECHANGES NAPPE-RIVIERE PAR MESURE DISTRIBUEE DE TEMPERATURE PAR FIBRE OPTIQUE : LIMITES ET APPLICATIONS AUX FAIBLES EXFILTRATIONS DE NAPPE

THÈSE dirigée par :

MOATAR Florentina	Professeure, Université de Tours
THOMAS Zahra	Maître de conférences HDR, AGROCAMPUS OUEST

RAPPORTEURS :

FLIPO Nicolas	Maître de recherche HDR, Mines ParisTech, Paris
PIEGAY Hervé	Directeur de recherche, CNRS, ENS Lyon

JURY :

FLIPO Nicolas	Maître de recherche HDR, Mines ParisTech, Paris
MOATAR Florentina	Professeure, Université de Tours
PIEGAY Hervé	Directeur de recherche, CNRS, ENS Lyon
PINAY Gilles	Directeur de recherche, IRSTEA Lyon
THOMAS Zahra	Maître de conférences HDR, AGROCAMPUS OUEST

MEMBRE INVITE :

GAUTIER Jean-Noël	Expert Hydromorphologue, Agence de l'Eau Loire-Bretagne Orléans

A mon grand-père, ce grand curieux.

Remerciements

Si sur le diplôme final ne figure qu'un seul nom, il convient de rappeler que ce nom n'aurait jamais pu apparaître sur ce bout de papier sans le concours et le soutien d'une multitude de gens. Plutôt que de laisser le soin au lecteur de lire entre les lignes, je tiens ici à rendre aux multiples césars ce qui leur appartient, avec toute ma gratitude.

Mes premiers remerciements vont tout naturellement aux rapporteurs de ce travail Nicolas Flippo et Hervé Piégay pour leur lecture attentive, leurs retours constructifs et leurs questions pertinentes. Les discussions qui en ont résulté ont été à la fois intéressantes et stimulantes. Je tiens également à remercier les autres membres du jury : Gilles Pinay pour sa présidence consciencieuse mais pleine d'humour et Jean-Noël Gautier pour la confiance qu'il a bien voulu nous accorder sur ce projet.

Viennent ensuite mes directrices de thèse, Florentina Moatar et Zahra Thomas. Florentina, merci de m'avoir offert cette opportunité et de m'avoir fait confiance malgré la distance. Zahra, quelques lignes ne suffiront pas mais encore merci pour tes conseils scientifiques et techniques, merci pour ton humanité. Nos conversations (plus ou moins scientifiques) me manqueront.

Une mention également à Olivier Bour qui m'a en quelque sorte mis sur les rails de la recherche il y a cinq ans. Nos quelques entrevues m'ont permis de prendre un recul bienvenu sur mes travaux. J'espère rediscuter cinéma très bientôt dans ce bureau noyé sous le papier !

Ce travail n'aurait jamais pu être mené à bien sans l'aide précieuse de quelques personnes aux compétences indispensables. Je pense évidemment à Pascal Pichelin – aussi versé en informatique qu'en râlement (et quel accent !) – et François Rouault – a.k.a. le technicien aux mains d'argent, a.k.a. l'arpenteur de zone humide, a.k.a. le maire caché de Pleine Fougères. Sans eux, pas d'expériences, pas de traitements des données. Tout simplement. Grand merci à eux. Et merci aux autres techniciens de l'UMR SAS de Rennes (Mikaël, Yannick et Yannick, Nicolas, Sylvain, Jérôme, Rémy et Marc) pour leur aide sur le débroussaillage du cours d'eau, l'installation et la désinstallation de la fibre optique dans le cours d'eau et leur science du barbecue. J'en profite aussi pour remercier Séverine, Eulalie et Evelyne pour leur aide face au monstre administratif et budgétaire. Sans elles, j'aurais sans doute péri..

Un peu en parallèle des travaux de thèse en eux-mêmes, j'aimerais également remercier l'équipe du GEHCO à Tours et Florentina pour l'opportunité qui m'a été offerte de donner quelques cours à leurs étudiants. J'espère que leur expérience de ces cours aura été pour eux aussi positive qu'elle l'a été pour moi. J'en profite pour remercier tout le labo de Tours pour son accueil très chaleureux : j'aurais aimé faire davantage de passages.

La majeure partie de ces trois années et demi de thèse s'est déroulée à Rennes, au sein de l'UMR SAS, sur le site d'Agrocampus Ouest. Et sans l'ambiance chaleureuse qui y règne, sans ces mercredi jeu, ces séances improvisées de foot/frisbee/lancers de citron, j'aurais sans doute cédé aux sirènes de l'école buissonnière depuis bien longtemps. Comme il m'est impossible d'adresser des remerciements individuels, voici une mention en vrac à : Mounir (M Théories Bizarres), Pascale (Mme Spectro), Youssef (M Smile), Pauline (la transfuge grenobloise), Pierre (le sarthois qui doute), Marie-Charlotte (MC café d'orge !), Youssra (Miss Liban 2018), Fabien (a.k.a le footeux boiteux), Anne-So, Lucie et Elisa (Team Natation !), Pierre-Alexandre (troll par email, scientifique anarchiste à ses heures), Mamadou (la force tranquille qui supporte Pierre-Alexandre), Marine et Seb (a.k.a les Eternels CDD, les Immortels), Laurent (l'autre force tranquille), Aurore (Mme Smile et formation émotionelle),

Laurène (Mme Cheval), Laure (la belge sans accent), Rémi (a.k.a. le Titulaire) et tous les autres, les stagiaires de passage, ceux que j'ai sans doute oublié, merci à tous !

Je conclurai les remerciements du monde professionnel par mes deux acolytes, mes deux co-bureaux : Inès et Stéphane. On a commencé ensemble, on aura fini ensemble (ou presque !). Entre les séances de vélo, les cafés, les soirées travail/pizza, le palet breton, les doutes, les rires et les débats, des liens et des souvenirs auront été tissés. Les routes se séparent pour l'instant mais il y aura forcément des retrouvailles ailleurs (Tunisie ? Alsace ?). Merci à tous les deux !

Puis, il y a les proches.

Les amis d'abord. Gogo (le copain de toujours), Keke (le coloc de toujours), Momo (la copine qui sait par quoi on passe dans une thèse), Youss (le copain qui sait par quoi on passe dans une thèse), Ovi (le copain-collègue avec qui râler), Nico et Pépel (les copains pour les soirées jeu/bières), Marie (la copine de toujours, toujours positive), Junior (le coloc papa), puis Elo, Melbi, Nanoo, Tanto, GroB, Stou, Kit-Kat, Popo, Chantal (Team colo) et Chloé, Nico II, Tanguy, Charlène, Marina, Pierre et Morgane (Team lycée) et Eliot, Diana, Olivier, Jérôme, John et Emma (Team Beaulieu). Vous êtes les meilleurs ! Merci de tout cœur.

La famille ensuite. Mes parents d'abord qui m'ont donné le goût de la curiosité, m'ont toujours incité à aller de l'avant, m'ont toujours soutenu. Merci à tous les deux. Et mon frère et ma sœur qui m'ont soutenu et permis de décompresser. Merci à tous les deux. La petite bulle formée une fois tous réunis m'a beaucoup aidé.

Enfin, celle qui m'a soutenu de bout en bout autant qu'elle a enduré. Amélie, ces trois années ont été pour moi et je ne t'en remercierai jamais assez. Les suivantes seront pour nous.

Table des matières

Résumé *1*

Abstract *2*

Introduction générale *3*

Chapitre 1. ..... *8*

Caractérisation des échanges nappe-rivière : Etat de l'art *8*

1.1. Les échanges nappe-rivière : fonctionnement et enjeux **9**

1.1.1. Origine des eaux de rivière 9

1.1.2. Impact des échanges nappe-rivière sur le débit 12

1.1.3. Impact des échanges nappe-rivière sur la qualité des eaux 17

1.1.4. Impact des échanges nappe-rivière sur la température des eaux 18

1.2. Caractérisation thermique des échanges nappe-rivière **27**

1.2.1. La température comme traceur des échanges 27

1.2.2. Concept d'anomalie thermique et mesures distribuées de température 29

Chapitre 2. ..... *32*

Matériels et Méthodes *32*

2.1. Introduction **33**

2.2. Présentation des sites d'études **34**

2.2.1. Expérimentation en canal hydraulique contrôlé 34

2.2.2. Mesures sur le Petit Hermitage (Zone Atelier Armorique) 36

2.3. La mesure distribuée de température par fibre optique **39**

2.3.1. Principe de fonctionnement 39

2.3.2. Mise en œuvre et calibration 42

2.3.3. Métriques développées 46

2.4. Calcul de vitesses d'advection verticale par analyse de profils thermiques dans la zone hyporhéique **51**

2.4.1. L'équation de la chaleur dans le sédiment 52

2.4.2. Calcul des vitesses en utilisant le code de calcul VFLUX 52

2.5. Méthodes intégratives de quantification **54**

2.5.1. Jaugeage différentiel 54

2.5.2. Etude de la relation entre la température de l'air et celle de la rivière 56

Chapitre 3. ..... *59*

Effet du régime d'écoulement sur la quantification d'exfiltrations de nappe: expériences et simulations en canal contrôlé *59*

3.1. Introduction **60**

3.2. Article 1. Experimental and numerical investigation of free surface flow regime effect on warm water inflows detection threshold **60**

3.3. Résultats complémentaires **84**

3.4. Conclusion **89**

Chapitre 4. ..... *91*

Cartographie et quantification d'exfiltrations diffuses nappe dans un cours d'eau naturel par mesure distribuée de température par fibre optique *91*

4.1. Introduction 92

4.2. Cartographie spatio-temporelle des exfiltrations de nappe 94

4.2.1. Article 2. Characterization of diffuse groundwater inflows into stream water. Part I: Spatial and temporal mapping framework based on fiber optic distributed temperature sensing 94

4.2.2. Conclusion 110

4.3. Quantification des exfiltrations diffuses de nappe par mesures par fibre optique 112

4.3.1. Article 3. Characterization of diffuse groundwater inflows into stream water. Part II: Quantifying groundwater inflows by coupling FO-DTS and vertical flow velocities 112

4.3.2. Conclusion 132

4.4. Caractérisation spatio-temporelle des processus hydrologiques et des échanges nappe-rivière : Analyse complémentaire du bief 134

4.4.1. Dynamique des échanges dans la zone humide 134

4.4.2. Hétérogénéité spatiale du bief 143

4.4.3. Analyse par compartiment hydrologique 156

4.5. Synthèse et perspectives 162

Conclusion générale 165

Rôle du régime d'écoulement 166

Cartographie des exfiltrations diffuses de nappe 167

Quantification des exfiltrations diffuses de nappe 168

Bibliographie 171

Annexe 1 191

Article 4. Quantification of Hyporheic Nitrate Removal at the Reach Scale: Exposure Times vs. Residence Times 191

Résumé

Les exfiltrations des eaux souterraines en rivière assurent un débit de base en période sèche, régulent la température et permettent un maintien de la biodiversité. Dans un contexte de changement climatique global et d'intensification des activités humaines, les apports de nappe au cours d'eau peuvent constituer un moyen de mitigation des effets du réchauffement climatique (approvisionnement en eau, atténuations des pics de température, etc.) ou, à l'inverse, des vecteurs de pollution à surveiller (polluants agricoles ou industriels). Pour ces raisons, localiser et quantifier efficacement les exfiltrations des eaux de nappe en rivière est un enjeu majeur. Les mesures distribuées de température par fibre optique (FO-DTS) permettent une caractérisation spatio-temporelle fine des échanges nappe-rivière. Mes travaux de thèse s'inscrivent dans ce contexte, en explorant les potentialités et les limites des méthodes basées sur l'utilisation de la fibre optique. Ce travail propose de nouvelles méthodes et des outils pour cartographier et quantifier des exfiltrations diffuses intermittentes et hétérogènes de nappes le long du cours d'eau.

Le premier axe de cette thèse a consisté à déterminer l'efficacité d'une méthode très usitée de quantification sous différentes conditions d'écoulements. Ce travail a permis de déterminer le rôle des régimes d'écoulement sur l'amplitude et la propagation d'une anomalie thermique induite par une injection artificielle d'eau chaude. Des expérimentations en canal hydraulique contrôlé et des simulations numériques ont été réalisées et comparées à d'autres études. Les résultats obtenus ont permis de confirmer les limites couramment admises de la méthode référente de quantification par fibre optique. En outre, un effet de dissipation du signal pouvant mener à d'importantes erreurs d'estimation a été mis en évidence en cas de tirant d'eau imposé à l'aval (embâcle ou seuil) associé à des écoulements laminaires. L'évaluation des incertitudes de mesures et de leur propagation sur les calculs a été effectuée.

Le deuxième axe a porté sur le suivi par fibre optique d'un cours d'eau naturel pendant onze mois. Les résultats obtenus ont permis le développement de méthodes de cartographie et de quantification d'échanges diffus (et intermittents) avec la nappe. Cette seconde phase de terrain a permis de cartographier, à chaque pas de temps, des exfiltrations de nappe sans nécessité d'intégrer le signal sur des temps longs. La méthode de quantification de ces exfiltrations a permis un calcul des flux verticaux, appliqué tout le long du câble de fibre optique. La comparaison à des méthodes plus intégratives s'est avérée satisfaisante lorsque toutes les exfiltrations étaient détectées (basses eaux), mais a largement sous-estimé les flux en hautes eaux. Toutefois, grâce à sa résolution, la méthode a permis de détecter des modifications des flux dans le sédiment inaccessible aux autres méthodes. Ce travail a également été l'occasion d'une collaboration avec une équipe allemande de l'Université de Bayreuth, pour caractériser les apports de nappe et la dénitrification en utilisant des traçages au radon et des mesures de nitrates sur 6km et 2,3km de linéaire, respectivement le cours d'eau instrumenté et son principal affluent.

Mes travaux ont permis d'ouvrir des pistes méthodologiques pour le suivi des échanges nappe-rivière, habituellement trop faibles ou diffus pour être caractérisés sur le terrain. Les méthodes proposées demandent toutefois certaines améliorations, notamment en terme de couverture spatiale des câbles de fibre optique, pour affiner la cartographie et la quantification des exfiltrations. Le couplage à des méthodes de traçage chimique comme le radon serait à l'avenir souhaitable pour confirmer les estimations de débit et l'origine des eaux. La caractérisation des gradients de température dans le tirant d'eau seraient également nécessaires pour déterminer si de telles exfiltrations de nappe sont détectables en surface avec les moyens actuels, ce qui ouvrirait à l'utilisation de méthodes ayant une grande couverture spatiale comme l'infrarouge thermique.

Mots-clés : échanges nappe-rivière, zone hyporhéique, température en rivière, mesures distribuées de température, profils thermiques, exfiltrations diffuses, régime d'écoulement, écoulement laminaire, équation de transport de la chaleur, conservation de la masse et de l'énergie, flux verticaux.

Abstract

Groundwater inflows into streams support baseflow contribution during low water period. They also regulate stream temperature all year long and offer oligo-elements and refuges to aquatic organisms. In a context of global climatic change, and intensification of human activities, groundwater inflows can mitigate some effects of the global warming by ensuring water supplies and limiting temperature peaks. Inversely, they can also be vectors of agricultural and industrial pollutants that require to be monitored thoroughly. For all these reasons, locate and quantify groundwater inflows into streams is of major interest. The recent development of fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS) allowed for refined spatio-temporal characterization of the exchanges between stream and groundwater through the hyporheic zone. In the present manuscript, we aimed to challenge the potentialities and limits of one of the most used FO-DTS method. We propose a new framework to map and quantify weak, diffuse intermittent and heterogeneous inflows along the monitored reach.

The first part of this study explored the limits of a widely used method based on heat balance equations under laminar and turbulent flow conditions. This work allowed to determine the effects of flow regime on the intensity and propagation of a thermal anomaly induced by a warm artificial inflow. Numerical simulations and experiments in a controlled flume were compared to another similar study. Results confirmed the limits commonly admitted for this quantifying method by FO-DTS. Moreover, a dissipation of the signal – leading to great underestimation of the inflow – was highlighted for laminar flow condition. The measured and modelled uncertainties and their propagated errors was also estimated.

The second part was based on the year-long monitoring of a natural stream with fiber optic measurements. We developed a new framework to map diffuse groundwater inflows and quantify them. The mapping was carried out at each time-step. The quantification method allowed the calculation of vertical fluxes all along the reach. The comparison with more integrative discharge measurements showed overall good results during low flow, while the method largely underestimated the groundwater discharge during high flow. However, thanks to its resolution, it was able to detect fluxes inversions in the sediment that were imperceptible with other methods. This project also led to a collaboration with colleagues from the University of Bayreuth, Germany, to characterize groundwater inflow and denitrification using radon tracing and nitrate measurements in two streams of 6km and 2.3km long, respectively the monitored stream and its tributary..

Our results highlight the potential monitoring of intermittent and heterogenous groundwater inflows too weak or diffuse to be characterized by common thermal tracing methods. Whatever, this new framework need some improvements. For instance, the first effort must be done to improve the spatial coverage of FO-DTS cable across the stream. Also, coupling these thermal tracing methods with chemical tracing such as radon would be useful to cross-check the accuracy of each approach and confirm the nature of the detected anomalies. In the end, measurement along the water stage would help to verify if such diffuse inflows would be visible on stream surface with the actual technology ; this would open up the use of large spatial coverage methods such as thermal infrared.

Keywords : stream-groundwater exchanges, stream temperature, groundwater inflows, distributed temperature sensing, fiber optic, thermal profiles, flow regime, laminar flow, heat transport equation, heat balance equation, vertical fluxes.

Introduction générale

L'eau est indispensable aux populations humaines. Que ce soit pour l'irrigation, l'industrie, l'approvisionnement en eau potable, le transport ou la production d'énergie, les activités humaines dépendent fortement des ressources en eau, de leur disponibilité (pénurie ou excès) et de leur qualité. Dans un contexte de réchauffement climatique global et d'intensification des activités humaines, une gestion raisonnée et durable des ressources en eau est donc nécessaire. Pour ce faire, la bonne compréhension et le suivi des mécanismes régissant les stocks d'eau disponibles est indispensable. Parmi les différents compartiments hydrologiques existant, les eaux souterraines contenues dans les aquifères et les eaux de surfaces transitant dans les réseaux hydrographiques comptent, sous nos latitudes, parmi les plus importants. Ces deux compartiments se différencient notamment par des temps de transfert relativement lents dans les aquifères (plusieurs années ou décennies, voire siècles) et assez rapides dans les cours d'eau (quelques heures ou jours selon la longueur du réseau, la topographie et la morphologie). Ces temps de transfert – ainsi que le milieu dans lequel elles évoluent – confèrent à ces eaux des caractéristiques physico-chimiques et des disponibilités parfois très différentes. Malgré tout, eaux souterraines et eaux de surface sont étroitement liées et de nombreuses interactions entre elles peuvent avoir lieu à différents endroits.

Les échanges entre une nappe d'eau souterraine et un cours d'eau s'opèrent au niveau de plusieurs interfaces. La zone hyporhéique, couche de sédiments perméables qui tapisse le fond des lits de rivière, constitue un lieu de mélange où les échanges entre les eaux de nappe et la rivière sont dominants. Selon les gradients hydrauliques entre la nappe et la rivière, des écoulements au travers du sédiment peuvent s'opérer dans les deux sens. En cas d'écoulement depuis la nappe vers la rivière, on parle d'exfiltrations de nappe ou de cours d'eau en gain de charge (*gaining stream)*. Dans le cas contraire, on parle d'infiltrations vers la nappe ou de cours d'eau en perte de charge (*losing stream*). Contrairement à d'autres processus d'apport à la rivière comme le ruissellement de surface, les transferts d'eau dans la zone hyporhéique sont lents, ils se produisent sur des échelles temporelles et spatiales assez larges. Ainsi, sous nos latitudes, les nappes d'eau souterraines assurent généralement aux cours d'eau son débit de base tout au long de l'année, principalement en période sèche. La nature souterraine de ces eaux leur octroie également une signature physico-chimique très particulière qui a un fort impact sur la vie dans la zone hyporhéique, voire sur le cours d'eau lui-même. Chargées de minéraux et d'éléments arrachés au milieu souterrain, les eaux de nappe sont à la fois une source en oligo-éléments pour de nombreuses espèces aquatiques, mais aussi des vecteurs potentiels de pollution. Les eaux de nappe sont généralement pauvres en oxygène, ce qui a pour conséquence de favoriser certaines populations bactériennes dans la zone hyporhéique qui peuvent aussi dégrader certains polluants. En outre, comme les eaux souterraines ont une température très stable au cours du temps, les apports de nappe en rivière assurent un certain équilibre thermique au cours d'eau. Elles peuvent même fournir des refuges à certaines espèces de par leur hétérogénéité spatiale. Pour ces raisons, la cartographie et la quantification des exfiltrations des eaux de nappe en rivière constituent un enjeu majeur en écologie aquatique, en hydrologie et en gestion des ressources en eau.

Les premières techniques de caractérisation des échanges entre nappe et rivière sur le terrain étaient essentiellement descriptives. Au fur et à mesure que le rôle de la nappe a été mieux compris et mesuré, de nouvelles techniques et méthodes ont été développées. Très diversifiées selon les disciplines, beaucoup présentent cependant le défaut d'être ou très locales (piézométrie, compteurs d'exfiltrations, etc.) ou très intégratrices dans l'espace (traçages chimiques, mesures hydrauliques, etc.). D'autres encore, sont très ponctuelles dans le temps (mesures aéroportées), ou difficiles à mettre en œuvre régulièrement (géophysique). La plupart d'entre-elles ne permettent pas à la fois de rendre compte de l'hétérogénéité spatio-temporelle des échanges nappe-rivière et de les quantifier. C'est seulement au début des années 2000, avec

l'arrivée de la mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS), qu'il a été possible de faire les deux grâce à une résolution spatiale (25 cm à 1m) et temporelle (quelques minutes à quelques secondes) satisfaisante. Tirant parti du contraste thermique entre le cours d'eau et la nappe, la technique permet de mesurer les exfiltrations de cette dernière le long d'un câble de plusieurs kilomètres (jusqu'à 10km) avec une précision de 0,01°C pour les meilleurs systèmes.

La méthode usuelle de quantification des exfiltrations de nappe par FO-DTS permet de relier la température à l'aval d'une arrivée de nappe au débit de celle-ci. Pour bien fonctionner, cette méthode présuppose (i) une conservation stricte de la masse et de l'énergie : la modification de température à l'aval de l'exfiltration est seulement due au mélange avec l'eau du cours d'eau, (ii) le mélange entre l'eau souterraine exfiltrée et l'eau du cours d'eau doit être parfait. Ce mélange est généralement assuré par les turbulences de l'écoulement en surface. Plusieurs études ont déterminé qu'il était possible de quantifier des exfiltrations représentant 2% du débit total en milieu naturel, voire 1% en canal contrôlé. Ces résultats et la facilité de mise en œuvre de cette méthode justifient sa large utilisation en hydrologie, sur le terrain ou en appui à de la modélisation. Malgré tout, les limites de cette méthode n'ont pas encore été totalement explorées. Les études de sensibilité précitées ont souvent été menées dans de petits cours d'eau de premier ordre ou en canal, avec des vitesses d'écoulement élevées et des contrastes thermiques parfois très importants, entre eaux souterraine et de surface. De fait, les conditions dans lesquelles ont été menées ces études renseignent assez peu sur l'effet du régime d'écoulement, lorsque le tirant d'eau est relativement important ou pour un faible contraste thermique entre les eaux souterraines et les eaux de surface. En outre, les débits détectables par FO-DTS annoncés par ces études demeurent relativement importants au vu de leur nature très localisée. Dans des cours d'eaux naturels plus importants (second ordre ou plus), il est peu probable qu'une exfiltration de nappe représente plus de 1 ou 2%, sauf en système karstique. Ainsi, des exfiltrations diffuses de nappe sont difficilement détectables, *a fortiori* quantifiables, par FO-DTS.

Cette thèse s'est donc articulée autour de deux grandes problématiques :

- Evaluer le rôle du régime d'écoulement sur les seuils de détection des anomalies thermiques : **Comment le régime d'écoulement, le tirant d'eau et le contraste thermique entre les eaux influent-ils la quantification d'une exfiltration de nappe par la méthode usuelle de conservation de la masse et de l'énergie ?**
- Développer une méthode de localisation et de quantification d'exfiltrations diffuses et intermittentes des eaux de nappe **: Comment cartographier et quantifier des exfiltrations diffuses de nappe par fibre optique pour mieux comprendre la dynamique des échanges avec la rivière ?**

Il convient de noter que l'objectif initial de cette thèse était de développer un outil opérationnel de typologie des cours d'eau du bassin Loire-Bretagne afin déterminer quels paramètres contrôlent localement leur température. En effet, cette dernière est globalement contrôlée par la température de l'atmosphère, mais plusieurs autres paramètres – dont la géomorphologie fluviale, la végétation rivulaire (ou ripisylve) et les exfiltrations de nappe – jouent un rôle non négligeable. Réaliser une telle hiérarchisation des paramètres de contrôle thermique sur des cours d'eau entiers nécessite, entre autres, des mesures de température avec une bonne couverture spatiale. Très utilisée, l'imagerie par infrarouge thermique (IRT) permet des mesures aéroportées (avion, hélicoptère, drone) sur plusieurs dizaines de kilomètres à peu de frais. Elle a toutefois le désavantage d'être très ponctuelle et de ne renseigner que sur la température de surface. Il a ainsi été envisagé de coupler des mesures IRT avec des mesures

FO-DTS dans le tirant d'eau pour tenter de lier des signaux de nappe à la température de surface. Plusieurs tentatives de couplage ont ainsi été effectuées en milieu contrôlé et dans un petit cours d'eau naturel. Malheureusement, la grande imprécision des mesures IRT et la nécessité d'un terrain dégagé pour leur obtention ont empêché une comparaison efficace des deux méthodes. Compte tenu du temps imparti, cette thèse s'est donc concentrée sur les mesures FO-DTS, réalisées en milieu contrôlé et en milieu naturel, pour préciser les potentialités et définir les limites de l'utilisation de la température comme traceur et proposer de nouvelles méthodes de caractérisation des échanges entre nappe et rivière.

Les travaux présentés dans cette thèse ont été menés avec une volonté d'affiner nos connaissances sur certains processus et développer des méthodes opérationnelles. Afin de répondre aux objectifs posés, ces travaux se sont déroulés en deux phases distinctes. La première phase s'est donc basée sur des expérimentations en canal hydraulique et des simulations numériques, pour caractériser le rôle des régimes d'écoulement sur la détection d'une anomalie thermique et la longueur de mélange dans le cours d'eau. Cette étude en conditions contrôlées a également permis d'évaluer les incertitudes de la mesure par FO-DTS et leur propagation. Cette première phase fait l'objet d'une publication acceptée. La seconde phase de cette thèse a porté sur le suivi par fibre optique d'un cours d'eau naturel pendant onze mois. Les données obtenues ont permis de développer une méthode de localisation des exfiltrations diffuses de nappe dans un petit cours d'eau naturel, à un pas de temps sub-horaire. Une deuxième méthode de quantification des échanges nappe-rivière a permis de modéliser les flux verticaux dans la zone hyporhéique en couplant données FO-DTS et mesures ponctuelles dans le sédiment. A terme, cette méthode a vocation à être utilisée tout au long du câble de fibre optique et permettre une discrétisation des mesures de flux verticaux. Cette seconde phase a fait l'objet de deux articles, en préparation, intégrés à cette thèse.

Ces travaux de thèse ont permis d'ouvrir des pistes méthodologiques pour le suivi d'exfiltrations de nappe habituellement trop faibles ou diffuses pour être caractérisées sur le terrain. La confrontation de ces travaux, avec d'autres études et d'autre méthodes de quantification a permis de discuter les potentialités et les limites des méthodes développées. Celles-ci demandent ainsi certaines améliorations, notamment en terme de couverture spatiale des câbles de fibre optique, pour affiner la localisation et la quantification sur certaines périodes hydrologiques. En effet, la compréhension de l'intermittence des échanges et les hétérogénéités spatiales le long de l'interface nappe-rivière est un verrou scientifique important. Le couplage à des méthodes de traçage chimique constitue une piste intéressante pour réaliser des multi-traçages et conforter les résultats propres à chacune des méthodes. Des études plus approfondies sur tout le tirant d'eau sont également nécessaires pour déterminer si de telles arrivées diffuses sont détectables en surface. Des essais de couplage entre FO-DTS et infra-rouge thermique ont ainsi été opérés en canal hydraulique pour déduire le champ de vitesse et estimer le débit le long du linéaire (Rotrou, 2017). De plus amples développements sont néanmoins nécessaires avant toute application en milieu naturel.

Le présent manuscrit est organisé en quatre chapitres :

Le chapitre 1 propose une synthèse non exhaustive des connaissances scientifiques concernant les interactions entre nappe souterraine et cours d'eau. Les mécanismes généraux à l'œuvre y sont présentés ainsi que les enjeux en terme de qualité des eaux et d'environnement. Un focus y est fait sur le traçage des échanges nappe-rivière par mesure de température.

Le chapitre 2 présente les sites d'études, les techniques de mesure et la méthodologie déployée dans cette thèse. Cette thèse intégrant des articles acceptés pour publication ou en

préparation, certaines méthodes qui y sont exposées sont également présentées dans les articles concernés.

Le chapitre 3 se concentre sur la détermination de l'impact des régimes d'écoulements, du tirant d'eau et du contraste thermique sur l'évaluation des apports d'eau mimant des exfiltrations de nappe, par fibre optique. Le corps principal de ce chapitre est constitué d'un article intitulé *Experimental and numerical investigation of free surface flow regime effect on warm water inflows detection threshold* (accepté dans *Water Ressources Research*). La version présentée dans ce manuscrit sera révisée début mars 2019. Des résultats complémentaires non inclus dans l'article sont également présentés dans une section dédiée.

Le chapitre 4 a pour objectif de présenter un cadre conceptuel pour caractériser des exfiltrations diffuses de nappe dans un cours d'eau naturel. Deux articles consacrés respectivement à la cartographie et la quantification, de ces exfiltrations, constituent le cœur du chapitre. Le premier article s'intitule *« Characterization of diffuse groundwater inflows heterogeneities based on fiber optic distributed temperature sensing. Part I: Spatial and temporal mapping framework reveals heterogeneous and intermittent inflows along the stream»*. Le second article s'intitule *« Characterization of diffuse groundwater inflows heterogeneities based on fiber optic distributed temperature sensing. Part II: groundwater inflows quantification by coupling FO-DTS and vertical flow velocities »*. Ces articles sont en préparation pour une soumission fin avril 2019. Des résultats complémentaires non inclus dans les articles sont également présentés dans une section dédiée.

La campagne de mesures exposée dans le chapitre 4 a aussi été l'occasion d'une collaboration avec une équipe de l'Université de Bayreuth (Allemagne). Cette collaboration a eu pour but d'estimer les apports de nappe et quantifier la dénitrification dans la zone hyporhéique par traçage au radon et mesure des concentrations en nitrates. Cette collaboration a porté sur l'affluent du cours d'eau instrumenté et a également fait l'objet d'un article (Annexe 1). Des mesures au radon ont également été effectuées sur 6km de linéaire de cours d'eau là où la fibre a été installée. Une future publication est envisagée pour comparer les estimations par traçage radon et traçage thermique dans le cours d'eau instrumenté.

Chapitre 1.

Caractérisation des échanges nappe-rivière : Etat de l'art

1.1. Les échanges nappe-rivière : fonctionnement et enjeux

1.1.1. Origine des eaux de rivière

Les rivières, fleuves et autres cours d'eau forment des réseaux hydrographiques dont la densité est variable selon les régions du globe. Ces écosystèmes aquatiques, ou hydrosystèmes, constituent l'habitat de très nombreuses espèces vivantes et sont d'une importance capitale pour les sociétés humaines. A la fois lieux d'approvisionnement en eau et en nourriture, ce sont aussi des axes de transport et une source d'énergie prisée. Malgré le rôle central des rivières au sein des sociétés humaines et des écosystèmes, leur fonctionnement général n'est pas toujours clair pour tous et il convient de le préciser afin d'exposer clairement les objectifs des présents travaux

Les eaux d'une rivière – à l'instar de toute eau continentale – trouvent leur origine dans les précipitations (ou eaux météoriques) ; que ces précipitations soient de la pluie, de la neige ou de la grêle (Freeze, 1974; Gimeno et al., 2010; Koster et al., 1986). Selon le lieu et la période de l'année auxquels elle atteint la surface du sol, cette eau peut suivre différents chemins – et par conséquent, avec des temps de transfert plus ou moins rapides – avant de rejoindre les cours d'eau (McGuire et al., 2005; Soulsby et al., 2006). S'il est communément admis que les plus grandes rivières sont avant tout le produit de la rencontre de cours d'eau plus petits, ce sont ces derniers qui drainent la majeure partie des surfaces continentales (Freeze, 1974). Par conséquent, c'est souvent l'étude de petits bassins versants qui a permis une meilleure compréhension des processus générant les débits observables en rivière. Les paragraphes suivants s'attachent à décrire sommairement ces processus en fonction de leur importance et du temps de transfert entre l'entrée de l'eau au niveau de la surface du sol et sa sortie dans le cours d'eau.

La première possibilité pour une eau de pluie de se retrouver dans une rivière est évidemment d'y précipiter directement. Le temps de transfert est alors immédiat, mais cela ne représente qu'une part tout à fait anecdotique du volume d'eau total d'une rivière puisqu'il est fonction de la largeur du lit. Ce dernier est quantité négligeable face aux surfaces terrestres sur lesquelles la majeure partie des eaux météoriques vont s'écouler ou s'infiltrer.

Lorsque l'eau atteint la surface du sol, elle s'infiltre par gravitation. La capacité d'infiltration d'un sol va déterminer la vitesse à laquelle l'eau peut y pénétrer. Horton (1933) a élaboré la théorie qui consiste à considérer le ruissellement de surface. Quand les précipitations en surface sont trop importantes et que la capacité d'infiltration du sol est dépassée – typiquement en cas d'orage – l'eau ne peut plus s'infiltrer et le ruissellement de surface se forme : on parle de ruissellement hortonien. La saturation en eau des sols en surface est également avancé par Dunne and Black (1970a) pour expliquer d'autres ruissellements de surface. La quantité d'eau susceptible d'atteindre la rivière par ruissellement est évidemment fonction du volume des précipitations et de la capacité d'infiltration du sol, mais aussi des d'autres paramètres tels que la végétation, la distance, le relief ou certains obstacles. En terme de temps de transfert, le ruissellement de surface s'échelonne généralement seulement sur quelques minutes (Viessman Jr, 1966), éventuellement quelques heures (Hewlett, 1970). En cas d'orages particulièrement violents et de sols peu perméables, le ruissellement de surface peut provoquer des crues éclairs (Martínez-Mena et al., 1998; Savary et al., 2009; Shi et al., 2007) et une érosion des sols (Horton, 1945). Ce brusque apport d'eau à la rivière par ruissellement lors d'orages ne concerne que 10% à 30% des précipitations concernées. De même, la surface d'un bassin versant concerné par le ruissellement de surface excède rarement 10% (Freeze, 1972; Freeze, 1974) en raison d'une capacité d'infiltration des sols très hétérogène (Betson, 1964; Dunne and Black, 1970b).

En parallèle du ruissellement de surface, l'infiltration d'eaux météoriques et/ou la fonte des neiges (Dincer et al., 1970; Lisi et al., 2015) peuvent générer des écoulements latéraux de subsurface. Ce terme désigne les flux d'eau s'étant infiltrés dans les premiers horizons du sol et qui suivent la topographie jusqu'aux rivières Les écoulements latéraux de subsurface ont été très étudiés (Anderson and Burt, 1982; Benito et al., 2003; Betson, 1964; Bonell et al., 1998; Freeze, 1972; Hjelmfelt Jr and Burwell, 1984; Hoover and Hursh, 1943; Lane, 2007) et sont souvent considérés comme la principale source d'eau des rivières (Hewlett, 1970; Hewlett and Hibbert, 1963; Hewlett and Hibbert, 1967). Le mode de transport au travers du sol sur des distances variables explique des temps de transfert pouvant varier de quelques minutes à plusieurs heures (Rawitz et al., 1970), voire jours (Dingman, 1966; Hewlett, 1970; Onda et al., 2001).

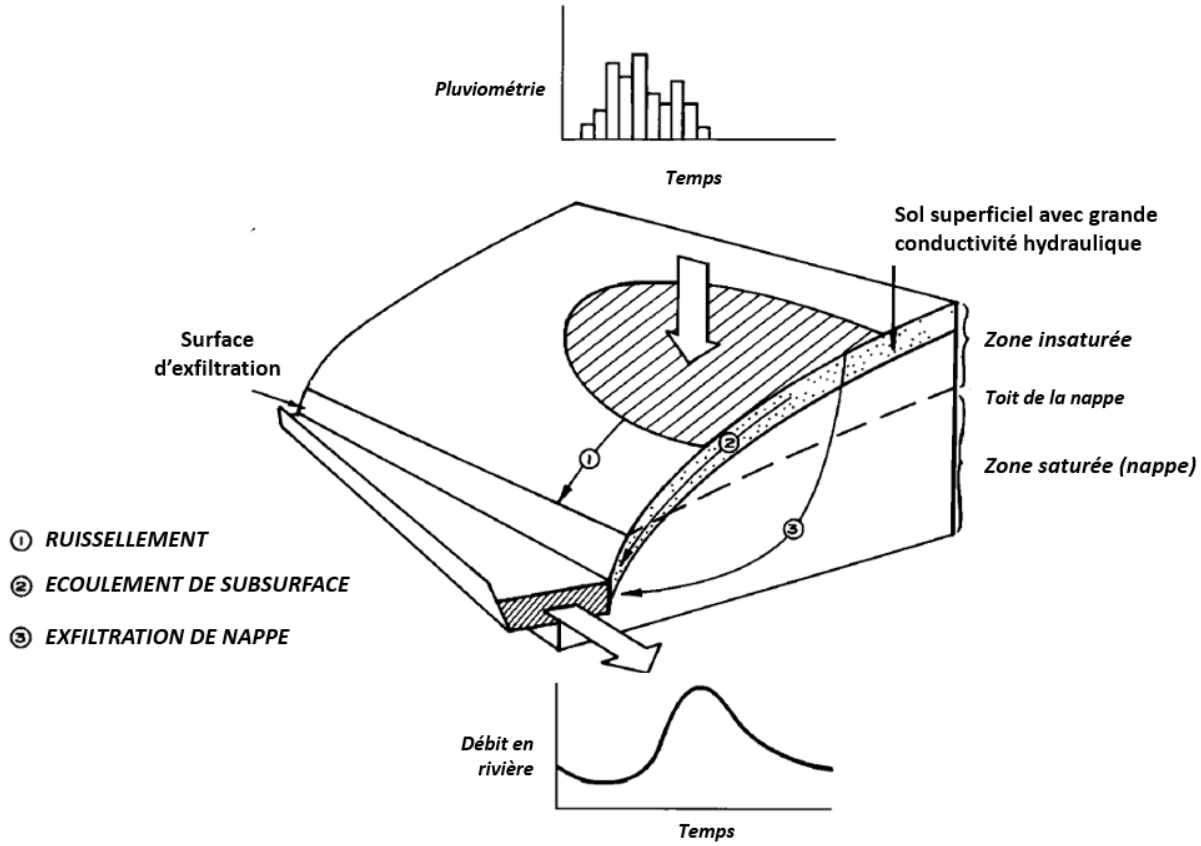


Figure 1-1. *Origine des eaux de rivière. Une fois au sol, l'eau de pluie peut suivre trois chemin pour rejoindre un cours d'eau : (1) le ruissellement direct de surface, (2) l'écoulement de subsurface lors de grosses précipitations et (3) infiltration dans la nappe puis exfiltration (Modifié d'après Freeze (1974)).*

Lorsque le front d'infiltration des précipitations atteint la limite de la zone saturée – appelé toit de la nappe – on parle de recharge de nappe (Earman et al., 2006; Lerner et al., 1990; Scanlon et al., 2002; Scanlon et al., 2006; Tague and Grant, 2009). La recharge de la nappe, quant à elle, dépend de la pluie nette – définie comme étant égale à la pluie totale moins l'évapotranspiration – elle-même principalement déterminée par le climat. A l'instar des écoulements de subsurface évoqués plus haut, la nappe s'écoule en suivant la topographie et s'exfiltre à la surface lorsque son niveau est supérieur au niveau du sol. Ces exfiltrations de nappes d'eau constituent le troisième pendant des origines possibles d'une eau de rivière (Figure 1-1) et le principal sujet d'étude de cette thèse. On peut généralement subdiviser ces exfiltrations selon l'origine et le temps de transfert des eaux : lorsque l'eau vient de nappes

superficielles (ou nappes phréatiques) qui se sont rechargées sur les reliefs les plus proches, on parle d'exfiltrations locales. Dans le cas de cours d'eau d'ordre 1 sur l'échelle de Strahler (petits ruisseaux sans affluent)(Strahler, 1957), ce sont les seules exfiltrations existantes. Toutefois certaines eaux peuvent venir de plus loin car infiltrées sur les plus lointains hauts topographiques du bassin versant : on parle alors d'écoulements et d'exfiltrations dits intermédiaires, voire régionaux (Fig. 1-2)(Toth, 1963). Ce type de circulations profondes s'envisage pour tous les cours d'eau d'ordre 2 et plus sur l'échelle de Strahler.

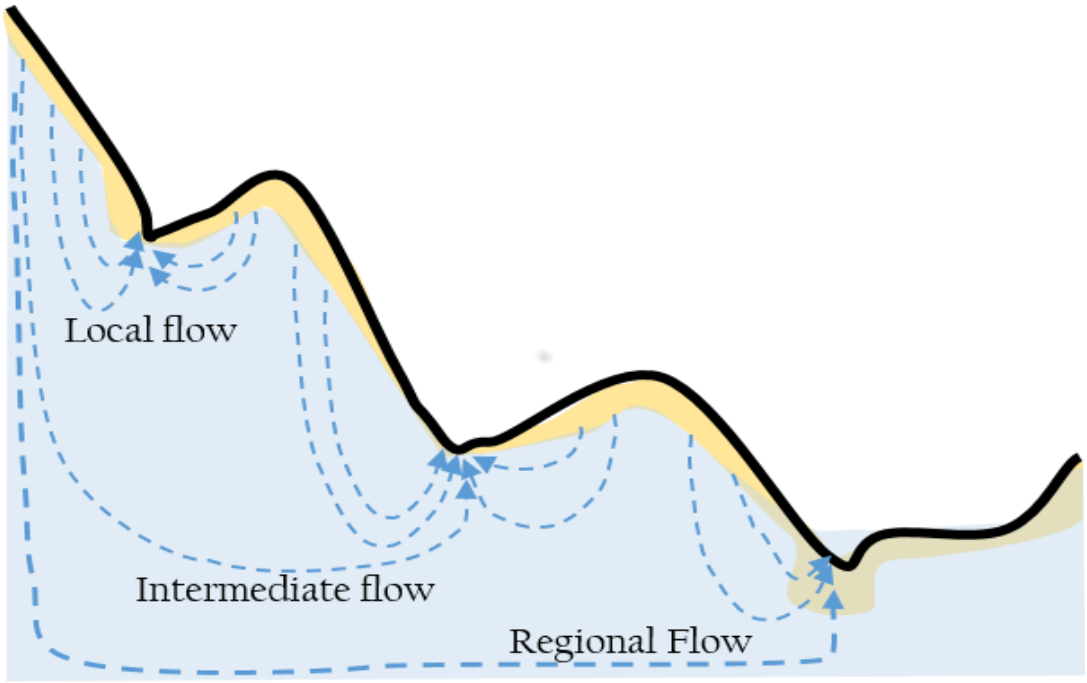


Figure 1-2. *Exemples de différents types de circulation d'eau souterraine selon le niveau d'organisation des cours d'eau (D'après Toth (1963)).*

En absence de précipitations et donc de ruissellement de quelque sorte, les exfiltrations de nappe assurent un débit de base à la rivière tout au long de l'année (Arnold and Allen, 1999; Nathan and McMahon, 1990; Wittenberg, 1999). En raison du caractère souterrain de cette eau et de son écoulement au travers de milieux peu perméables (roches-mères, couches sédimentaires) comparés aux sols, ces transferts par exfiltrations sont généralement très lents et, par conséquent, ne fluctuent qu'assez peu au cours du temps. S'il arrive que des épisodes pluvieux occasionnent une recharge très rapide – et donc des exfiltrations momentanément plus importantes à court terme (Hewlett, 1970) – les nappes phréatiques suivent plutôt des variations saisonnières. Ces exfiltrations se font dans une zone particulière à l'interface entre nappe et rivière, constituée de sédiments riverains saturés d'eau et appelée zone hyporhéique (Brunke and Gonser, 1997; Cardenas, 2015; Hester and Gooseff, 2010; Kim et al., 2014; Stanford and Ward, 1993). A noter toutefois que les exfiltrations de nappes ne sont pas les seuls mouvements d'eau à s'opérer dans la zone hyporhéique : il existe des processus de recirculation d'eau de la rivière elle-même qui peut s'infiltrer dans le sédiment au gré de la morphologie du lit pour ressurgir plus tard et plus loin (Collier, 2008). La littérature confond souvent les deux types d'écoulements sous la même appellation de « flux hyporhéiques ». Par souci de clarté, ne seront qualifiées d'«hyporhéiques » que ces recirculations d'eau de rivière. Tout échange entre nappe et rivière sera explicitement décrit comme tel.

Origine des eaux de rivière

Le chemin pris par l'eau pour atteindre le lit d'une rivière est fonction de nombreux paramètres tels que le climat, la géologie, la topographie ou l'occupation des sols. C'est l'importance de chacun de ces paramètres en un point donné et à un temps donné qui déterminera quel chemin empruntera l'eau et avec quelle intensité. Malgré tout demeurent trois principaux mécanismes de transport :

- Le **ruissellement de surface** dû à l'impossibilité de l'eau à s'infiltrer dans le sol. Il est assez immédiat, il représente souvent une partie mineure de l'écoulement total. Il peut toutefois provoquer des inondations dans certaines régions.
- L'écoulement **de subsurface** lié à l'infiltration de l'eau dans les premiers horizons du sol. Généralement plus important et étalé dans le temps que celui de surface, il peut représenter une part majeure du débit total d'une rivière selon le contexte pédoclimatique et la période considérée.
- Les **exfiltrations de nappe**s au travers de la zone hyporhéique. Moins dépendantes des évènements ponctuels, mais relatives aux gradients hydrauliques saisonniers nappe-rivière, elles assurent toute l'année un débit de base aux cours d'eau et varient en intensité au cours des saisons.

Les exfiltrations de nappes impactent durablement le débit et l'équilibre physico-chimique des rivières tout au long de l'année, souvent sur tout son linéaire. De fait, leur localisation et leur quantification, auparavant difficiles en raison de l'inaccessibilité des nappes aux mesures, sont devenues des enjeux majeurs pour la compréhension et la protection des hydrosystèmes.

1.1.2. Impact des échanges nappe-rivière sur le débit

Mécanismes généraux

Comme il a été ébauché précédemment, l'eau de la nappe peut s'écouler vers les bas topographiques (Fig. 1-1 et 1-2) et tend à s'exfiltrer en surface lorsque son niveau (appelé niveau piézométrique) dépasse celui du sol : on parle de résurgences. Dans le cas des rivières et en dehors de quelques cas singuliers (drains agricoles par exemple), les exfiltrations de nappe se font nécessairement au travers des sédiments en fond de cours d'eau. Si ces sédiments sont suffisamment perméables pour permettre des transferts d'eau entre les réservoirs, on parle de zone hyporhéique (Boulton et al., 1998; Findlay, 1995; Stanford and Ward, 1993). Or, c'est le gradient hydraulique (Darcy, 1856) entre nappe et rivière qui constitue le véritable moteur de ces échanges. Ainsi, si le niveau piézométrique (de la nappe) est supérieur à celui du cours d'eau, l'eau de la nappe s'exfiltre effectivement vers la rivière et participe à son débit. On parle alors de rivière en gain ou *gaining river* (Fig. *1-2a)* (Cardenas, 2009; Fox et al., 2016; Rushton, 2007; T. Larned et al., 2014). Si, au contraire, le niveau de la rivière passe au-dessus de celui de la nappe, une partie de l'eau riveraine s'infiltre vers la nappe et diminue par là le débit en surface. On parle alors de rivière en perte de charge ou *losing river* (Fig. 1-3b). Dans ce dernier cas de figure, en cas de baisse du niveau de la nappe (sécheresse, pompage, etc.), on peut observer une déconnexion entre nappe et cours d'eau (Figure 1-3c). S'il y a peu d'apports subsidiaires (ruissellement, écoulements de subsurface, fonte des neiges, etc.) et que la conductivité hydraulique du sédiment est forte, on peut même observer un assèchement naturel du cours d'eau (Brahana and Hollyday, 1988; Buttle et al., 2012). A noter qu'on parle également de déconnexion si les sédiments séparant la nappe et la rivière sont imperméables (argiles, bétonnage, etc.) et ne permettent aucun échange. Enfin, dans le cas de pic de débits à l'amont

d'un cours d'eau (orage violent, relargage de barrage, rupture de digue, etc.), le gradient hydraulique peut momentanément s'inverser : une rivière auparavant en gain, peut ponctuellement voir un écoulement vers la nappe. Dans ce cas (Fig. 1-3d), comme la nappe recoupe déjà le fond du lit du cours d'eau, l'eau s'écoule préférentiellement dans les berges pour rejoindre la nappe.

En résumé, pour qu'il y ait exfiltration de nappe vers la rivière, il faut (i) une bonne connectivité des sédiments entre les deux réservoirs et (ii) un gradient hydraulique allant de la nappe vers la rivière. De fait, la connectivité dépend grandement de la géologie (nature des sédiments, du sous-sol) et de la morphologie du cours d'eau. Les gradients hydrauliques, quant à eux, sont directement liés aux niveaux piézométriques du toit de la nappe et de la surface libre du cours d'eau. Sous climats humides, le niveau piézométrique de la nappe suit grossièrement la topographie (Maxwell et al. 2016) et varie dans l'espace et dans le temps en fonction des sources (apports) et puits (prélèvements et drainages) rencontrés. Selon l'échelle spatio-temporelle considérée, plusieurs tendances générales peuvent être observées.

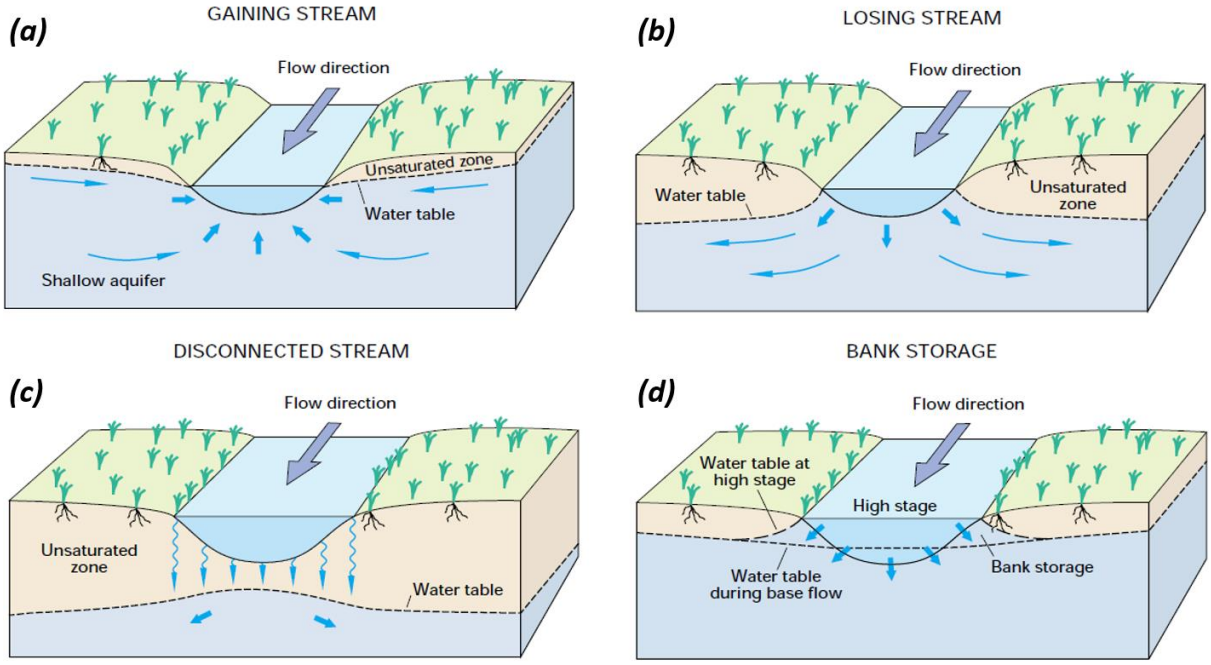


Figure 1-3. *Relation entre hauteur de nappe et sens d'écoulement dans la zone hyporhéique. (A) Connexion + gradient hydraulique positif : rivière en gain. (B) Connexion + gradient hydraulique négatif: rivière en perte. (C) Rivière déconnectée de la nappe. (D) Une brusque montée des eaux en rivière (orage, débâcle, lâcher de barrage) peut un stockage des eaux dans les berges. (Modifié d'après Winter (1998)).*

Variabilité spatiale

A l'échelle du **réseau hydrographique**, les exfiltrations de nappe peuvent potentiellement avoir lieu sur tout le linéaire de la rivière, de façon plus ou moins continue dans le temps. Cependant, elles sont généralement plus importantes par rapport aux autres apports (ruissellement et subsurface) à l'amont des bassins versants où le relief plus prononcé donne des gradients plus forts et des vitesses de transfert plus importantes (Mouhri et al., 2013). Toutefois, en raison de cette vitesse de transfert et des faibles surfaces drainées, ce sont également des zones susceptibles de s'assécher en cas de faibles précipitations. Le corollaire veut que, à l'aval (où les surfaces drainées sont de plus en plus importantes) le niveau de la nappe est moins sensible à la météo. De fait, le gradient hydraulique varie moins et est souvent moins important: les écoulements de nappe y sont plus lents, mais plus stables dans le temps.

Ils représentent un volume plus important qu'à l'amont, mais sont nettement moins dominants comparés au ruissellement et à l'écoulement de subsurface.

En outre, la nature même des substrats (roches-mères) qui stockent les eaux de la nappe – appelés aquifères – joue un rôle prépondérant. La porosité d'un aquifère sédimentaire détermine la quantité d'eau susceptible d'être stockée par celui-ci avant d'être saturé. Sa granulométrie détermine en partie cette porosité, mais aussi les interactions avec l'eau : une argile stocke davantage d'eau qu'un sable, mais la pression capillaire exercée est si forte que l'eau ne s'écoule quasiment plus. Ainsi, les couches sédimentaires de type grès ou calcaire s'apparentent à d'immenses éponges qui stockent une certaine masse d'eau dans leur porosité, parfois sur des temps très longs. Les nappes de ce type d'aquifères se déchargent donc généralement de manière diffuse sur tout le linéaire à cause de la porosité des sédiments, relativement homogène dans l'espace. Ces aquifères sont typiques de zones de plaine, étendues à l'aval (par exemple, les bassins parisiens ou aquitains). En raison de leur grande surface, ces aquifères sont généralement drainés très lentement par la rivière. En cas de précipitations importantes et longues qui rechargent l'aquifère en continu, on peut ainsi observer des inondations lentes de plaines – telles que celle de la Somme en 2001 – où la nappe met plusieurs semaines à se vider (Bayley, 1991; Junk et al., 1989; Naden, 1992). Par opposition, certains aquifères dits karstiques (Poitiers, Montpellier) s'apparentent à de véritables conduites d'eau souterraines (Burnett et al., 2006; Chatelier et al., 2011; Maloszewski et al., 2002; Scanlon et al., 2003). A cause de cette conductivité hydraulique exceptionnelle, ils se rechargent et se déchargent très rapidement (de quelques minutes à jours selon les distances parcourues). Lorsque ces aquifères sont connectés à une rivière, c'est sous forme d'arrivées très localisées et très importantes. La vitesse de circulation dans ces aquifères peut provoquer des inondations éclairs lors d'orages violents (White, 2002) ou des zones où la rivière disparaît un temps (Dogwiler and Wicks, 2006; Meyer and Meyer, 2000).

A l'échelle du **tronçon** (quelques mètres à kilomètres), c'est plutôt la géomorphologie du cours d'eau (sa forme et sa nature) qui influence la répartition de zones privilégiées d'échanges entre nappe et rivière (Baxter and Hauer, 2000; Burkholder et al., 2008; Dugdale et al., 2015; Flipo et al., 2014; Hassan et al., 2015; Munz et al., 2016; Shope et al., 2012; van Balen et al., 2008; Weekes et al., 2015). Ainsi, des résurgences souterraines s'observent plus volontiers dans des zones de bas topographiques telles que des zones humides ou lors d'un brusque replat après une pente. Dans ces zones basses, il est plus probable de voir le niveau de la rivière passer sous le niveau de celui de la nappe. De même, la connectivité avec la nappe peut être différente selon la topographie du lit de la rivière : les zones plus profondes (mouilles) sont plus susceptibles de rester en contact avec la nappe même si celle-ci est relativement basse. Les sections de lit plus superficielles (seuils) sont à l'inverse plus éloignées du toit de la nappe et peuvent être plus facilement le siège de recirculations hyporhéiques où l'eau de rivière s'infiltre à l'amont du seuil avant de ressortir à son aval. En sus, la nature du sédiment de la zone hyporhéique joue également un rôle dans la répartition spatiale des exfiltrations de nappe. Ainsi, il a souvent été observé des bandes de plus grande conductivité hydraulique en milieu de lit (Genereux et al., 2008). A l'inverse, des dépôts argileux peuvent ponctuellement s'opposer à des échanges en dépit d'un gradient hydraulique favorable (déconnexion ponctuelle). Ainsi, Käser et al. (2009) ont fait état d'exfiltrations de nappes moindres dans des mouilles plus argileuses et organiques, en opposition aux seuils plus sableux. Enfin, la végétation peut également jouer sur les stocks d'eau dans la nappe en ponctionnant de l'eau pour son développement (Greve et al., 2016; Gribovszki et al., 2008; Lupon et al., 2018; Poblador et al., 2018). Cette variabilité géomorphologique des cours d'eau explique la grande hétérogénéité spatiale des zones d'échange nappe-rivière. Ces hétérogénéités spatiales s'ajoutent à la variation

temporelle des gradients hydrauliques, ce qui rend complexe la compréhension des échanges nappe-rivière.

Variabilité temporelle

Comme exposé précédemment, toute période de précipitations implique une augmentation rapide du débit en rivière par ruissellement (surface et subsurface), mais aussi une remontée plus lente des niveaux de nappe. Cette augmentation des niveaux de nappe favorise l'exfiltration d'eau souterraine vers la rivière. Si le niveau des nappes est bas, il faudra plusieurs événements pluvieux pour que l'exfiltration ait lieu. En milieu tempéré, les deux typologies *losing* vs *gaining*, décrites plus haut, sont caractéristiques des deux grandes périodes hydrologiques : les basses eaux et les hautes eaux.

Sous nos latitudes, les **basses eaux** désignent une période – souvent de juin à novembre – au cours de laquelle le niveau général des rivières diminue. Le débit minimal, aussi appelé débit d'étiage, est généralement atteint en fin d'été (septembre), avec une variation d'environ deux mois selon les années hydrologiques. Lors de cette période plutôt sèche, les précipitations sont faibles : le ruissellement et les écoulements de subsurface sont généralement négligeables. Le débit du cours d'eau est alors assuré principalement par les arrivées de nappes (débit de base). Celles-ci se retrouvent alors drainées au fur et à mesure, sans réelle recharge par la pluie, et leur niveau général baisse en même temps que celui de la rivière. La diminution du niveau piézométrique est également concomitante avec la reprise de l'évapotranspiration (mars), période où le prélèvement de l'eau du sol par les végétaux, couplé à l'évaporation en surface participent au rabattement de la nappe. La quantification de la transpiration végétale est essentielle dans les zones ripariennes pour estimer l'impact de la végétation sur l'hydrologie des cours d'eau (Gribovszki et al., 2008; Lupon et al., 2016; Lupon et al., 2018; Poblador et al., 2018; Zhang and Schilling, 2006). Si le niveau de la nappe passe sous celui du lit de la rivière, celle-ci peut s'assécher. Au cours de cette période de basses eaux, les arrivées de nappe jouent donc un rôle capital en assurant une continuité écologique pour les espèces aquatiques et en assurant un apport en eau aux espèces terrestres.

Les **hautes eaux**, quant à elles, désignent la période de décembre à mai et au cours de laquelle les débits en rivière augmentent jusqu'à atteindre un maximum en mars-avril. Durant cette période, les précipitations régulières induisent un fort ruissellement et contribuent à faire remonter les niveaux de nappe qui font à leur tour augmenter le débit de base. Il s'agit globalement d'une période où les crues, plus importantes, peuvent provoquer des inondations dont l'amplitude temporelle varie selon les régions (climat) et selon la variabilité météorologique d'une année à l'autre. Des pluies durables à la suite d'années déjà humides peuvent déclencher des inondations quand toute la porosité du sol est remplie. Si le volume des exfiltrations de nappe est plus important en hautes eaux, elles peuvent néanmoins représenter un pourcentage plus faible qu'en basses eaux puisque le ruissellement et les écoulements de subsurface sont plus importants.

Impact des activités humaines sur le débit des cours d'eau

En sus des processus naturels exposés plus haut, de nombreuses activités humaines affectent les échanges entre la nappe et la rivière et donc le débit de cette dernière. L'humanité utilisait déjà 26% de l'eau évapotranspirée par les plantes et environ 54% du débit de surface accessible il y a vingt ans (Postel et al., 1996). La communauté scientifique a estimé les prélèvements direct d'eau, ou eau bleue (Rost et al., 2008), à 3 600$km^3.an^{-1}$ sur la période 1995-2000. Sur ce volume, environ 10% était dédié à l'usage domestique, 20% à l'industrie et 70% à l'agriculture (Vörösmarty et al., 2005). Ces prélèvements ont pour conséquences une baisse générale de l'hydraulicité des rivières et, sur les 50 dernières années, une augmentation de la

fréquence des sécheresses comprise entre 10 et 500% selon les régions considérées (Wada et al., 2013). Les prélèvements dans la nappe peuvent faire baisser le niveau piézométrique et provoquer une infiltration locale de la rivière dans la nappe, voire diminuer le débit de base à plus grande échelle spatiale. Quand ils concernent la rivière, les prélèvements font diminuer le niveau de la rivière et peuvent accélérer le drainage des nappes. La modification générale de l'occupation des sols a une grande influence sur les dynamiques des précipitations. Ainsi, l'urbanisation croissante entrave grandement l'infiltration des eaux météoriques dans les sols et augmente le ruissellement (Booth and Jackson, 1997; Hollis, 1975; Lane et al., 2007b; Sawyer, 1963). Il en va de même avec la déforestation qui déstructure les sols devenus nus et empêche une bonne infiltration dans les sols via les voies racinaires (Benito et al., 2003; Mahe et al., 2005; Maheu et al., 2014; Ruprecht and Schofield, 1989; Sahin and Hall, 1996). Certaines pratiques agricoles et leurs conséquences (sillons dans le sens de la pente, compactage des sols par les tracteurs, pertes de matière organique, croûte de battance, drainage des champs, etc.) augmentent également le transfert rapide de l'eau et limitent la captation d'eau par les nappes (Giménez-Morera et al., 2010; Pagliai et al., 2004; Skaggs et al., 1994; Thierfelder and Wall, 2009). Ces modifications profondes des sols favorisent des inondations plus rapides et importantes en périodes humides et une aggravation des sécheresses et des étiages en périodes sèches. Enfin, dans un contexte de changement climatique global (Arnell, 1999; Collins et al., 2014; Deser et al., 2012; Gershunov et al., 2013; Jouzel and Lorius, 1999), les régimes de précipitations se retrouvent bouleversés : intensifiées par endroits, amoindries à d'autres, l'hydraulicité et les ressources en eau du monde entier se retrouvent perturbées (Arnell, 1999; Christensen et al., 2004; Gardner et al., 2011; Hendrickx and Sauquet, 2013; Hirabayashi et al., 2013; Leung and Wigmosta, 1999; Middelkoop et al., 2001; Mohseni and Stefan, 2001; Molina-Navarro et al., 2018; Piao et al., 2010; Polade et al., 2017; Thodsen, 2007; van Vliet et al., 2016; Vörösmarty et al., 2000; Wu et al., 2013).

Les échanges nappe-rivière

Les échanges entre nappe et rivière regroupent deux processus principaux : le gain de charge (*gaining*) quand la nappe s'exfiltre dans la rivière, et la perte de charge (*losing*) quand la rivière s'infiltre dans la nappe. Sous nos climats, la nappe qui s'exfiltre dans la rivière lui **assure un débit de base** une bonne partie de l'année. Mais ce processus n'est pas continu et il varie dans :

- **Le temps**. En période de basses eaux (juin à novembre), les niveaux de nappe sont bas donc le débit de base est réduit. En hautes eaux (décembre à avril-mai), les niveaux de nappe remontent avec les précipitations et le débit de base.
- **L'espace**. A l'amont des cours d'eau, les reliefs et les petites surfaces des bassins induisent des exfiltrations relativement rapides, mais qui peuvent se tarir en cas de pluies faibles. A l'aval, les niveaux de nappe sont moins variables et les exfiltrations sont plus régulières. La nature des sédiments peut faciliter ou s'opposer aux échanges selon leur conductivité hydraulique et la végétation ponctionner une partie de l'eau des nappes. Enfin, la forme du lit de la rivière conditionne lui aussi les échanges avec des exfiltrations en zones profondes.

Outre cette variabilité naturelle des échanges entre nappe et rivière, certaines activités humaines (irrigation, industrie, urbanisation, etc.) impactent les débits en rivières en les réduisant directement ou en augmentant la fréquence des crues. Ces perturbations anthropiques, dans un contexte de changement climatique, ont des conséquences néfastes pour la biodiversité et les sociétés humaines elles-mêmes (production d'eau potable, qualité et quantité de la ressource en eau, pénuries 'sécheresses' ou excès 'inondations').

1.1.3. Impact des échanges nappe-rivière sur la qualité des eaux

Signature chimique des eaux et biodiversité

L'eau d'une rivière est un mélange d'eaux de ruissellement, de subsurface et d'eaux souterraines plus ou moins jeunes. La signature physico-chimique de chacune de ces eaux est directement liée à l'environnement traversé avant de rejoindre la rivière et au temps passé dans cet environnement. Ce temps est appelé temps de résidence ou temps de transit (Gibbs, 1970; Kirchner, 2016; McDonnell et al., 2010). Les eaux de surface ont des signatures potentiellement très variées dans le temps, dépendantes des sols sur lesquelles elles s'écoulent et des conditions météorologiques au moment de leur chute (Reid et al., 1981). Les signatures géochimiques des eaux souterraines – en raison des profondeurs traversées et de l'important temps de transit dans l'aquifère – peuvent être considérées comme étant plus stables et très différentes des eaux de surface.

Le premier élément chimique discriminatoire entre eau souterraine et de surface est l'oxygène dissous. En surface, les concentrations en oxygène dissous sont relativement stables en raison d'un contact direct avec l'atmosphère. Pour les eaux souterraines, la concentration en oxygène est globalement bien plus faible en allant vers les couches profondes (Danielopol, 1997). Elle peut même être quasi nulle dans le cas d'aquifères confinés (coupés de la surface par des couches géologiques imperméables). Toutefois une certaine hétérogénéité peut s'observer selon certains paramètres. Malard and Hervant (1999) citent de nombreux travaux qui montrent que la concentration en oxygène dans les eaux de subsurface est dépendante de facteurs tels que la nature du sédiment, la vitesse de circulation, les concentrations en carbone organique dissous et la présence de communautés biologiques. De fait, l'appauvrissement des eaux souterraines est souvent dû à une consommation de cet oxygène par des microorganismes dans les premiers centimètres de sédiments saturés en eau (Sinclair and Ghiorse, 1989). Cette différence en oxygène dissous entre nappe et rivière a plusieurs conséquences potentielles en cas d'échanges dans la zone hyporhéique, notamment en ce qui concerne la répartition et le développement des espèces vivant dans la zone hyporhéique. En effet, chaque espèce animale, végétale ou micro organique possède un optimum environnemental pour son bon développement. Certaines espèces préférant les milieux bien oxygénés se retrouveront surtout dans les zones de recirculations hyporhéiques, voire même dans les zones d'infiltration de rivière vers la nappe. A l'inverse, les espèces plus tolérantes ou adaptées aux conditions anoxiques s'établiront préférentiellement dans les zones de résurgence de nappes ou plus en profondeur dans le sédiment (Malard and Hervant, 1999). Ainsi, la variabilité spatiale des exfiltrations de nappe est un élément déterminant pour la biodiversité dans la zone hyporhéique (Brunke et al., 2003; Hagerthey and Kerfoot, 2005). Naturellement, l'oxygène n'est pas le seul élément limitant pour la répartition spatiale et temporelle de formes de vie dans le sédiment : d'autres éléments tels que le carbone, l'azote ou le phosphore sont également nécessaires en tant que nutriments (Flipo et al., 2004). La présence de ces éléments dans une eau souterraine provient principalement de la surface, via les sols et les couches géologiques traversées par la pluie lors de sa percolation vers l'aquifère. Anions et cations par exemple sont principalement le fruit de réactions de minéralisation entre eau et roches de l'aquifère (réactions acide-base, sorption/désorption, dissolution/précipitations, etc.).

Impacts anthropiques et importance de la zone hyporhéique

Les activités humaines impactent la chimie des eaux de rivière et de nappe selon des modalités variées. L'acidification des pluies due aux rejets massifs de combustibles fossiles a conduit à l'acidification des cours d'eau et des lacs (Newell and Skjelkvåle, 1997; Rosenqvist, 1978; Stoddard et al., 1999), avec des conséquences parfois dramatiques sur la faune (Beamish and Harvey, 1972). Les rejets industriels et pharmaceutiques dans les nappes et les rivières

posent de sérieux problèmes d'approvisionnement en eau potable dans certaines régions (Ayotte et al., 2015; Benotti et al., 2008; Kim et al., 2007; Kroeze et al., 2016; Van der Bruggen and Vandecasteele, 2003; Wycisk et al., 2003). Toutefois, en matière de pollution des nappes et des cours d'eau, c'est souvent l'agriculture intensive qui est montrée du doigt pour son usage massif de pesticides (Gaynor et al., 1995; Vidon et al., 2010b), d'engrais (Moss, 2010) et de résidus médicamenteux (Benotti et al., 2008; Kim et al., 2007) qui peuvent se retrouver dans les hydrosystèmes. Ainsi, à l'échelle mondiale, les apports en nutriments azotés (nitrates) et phosphorés aux surfaces agricoles a été multiplié respectivement par 8 et par 3 entre 1960 et 2000 (Tilman et al., 2002). Les produits phosphorés, peu mobiles dans les sols, se retrouvent en rivière surtout par ruissellement (Dierberg et al., 2002; Sharpley et al., 1994; van Bochove et al., 2006), éventuellement par drainage ou flux de subsurface (Sims et al., 1998; Skaggs et al., 1994). Les produits azotés tels que les nitrates sont plus volontiers transportés en profondeur dans la nappe (Hinkle et al., 2007; Smith et al., 2008) et se retrouvent donc en rivière lors d'exfiltrations. Cet enrichissement excessif en nutriments des eaux s'appelle eutrophisation (Benneton, 1984) et est responsable de bloom algaux sur les côtes (marées vertes) ou en rivière (Garnier et al., 1998) qui étouffent les autres formes de vie. En parallèle, ces mêmes nitrates sont utilisés comme accepteurs d'électrons par certains microorganismes pouvant se retrouver notamment dans la zone hyporhéique, contribuant ainsi à une éventuelle réduction de cette forme de pollution (Burgin and Hamilton, 2007).

Dans le cadre de telles pollutions azotées, il s'agit de quantifier la dénitrification (Azizian et al., 2015; Fernald et al., 2006; Gomez-Velez et al., 2015; Hester et al., 2018; Krause et al., 2013a; Pittroff et al., 2017; Zarnetske et al., 2011b) pour évaluer le rôle des processus de dégradation-transformation dans la zone hyporhéique ou directement dans le cours d'eau. Plusieurs auteurs ont modélisé le cycle de nutriments et les flux de polluants (Barra Caracciolo et al., 2009; Cho and Kim, 2000; Iwamoto et al., 2000; Kroeze et al., 2016; Wenderoth et al., 2003) pour comprendre les échanges entre nappe et rivière. L'évaluation de l'impact des échanges nappe-rivière sur la qualité de l'eau est nécessaire pour élaborer des stratégies efficaces de restauration des cours d'eau.

Impact des échanges nappe-rivière sur la qualité des eaux

Les **eaux de nappes** ont une signature chimique différente des eaux de surface. Cette signature est généralement stable dans le temps en raison des temps de transfert assez long entre nappe et rivière. Parce qu'elles tirent leur chimie particulière des sols et roches traversés durant leur transfert, l'eau de nappe peut constituer un **vecteur de nutriments** et d'ions majeurs nécessaires à la vie des espèces animales et végétales des cours d'eau. Pour la même raison, une exfiltration de nappe en rivière peut également être **source de pollutions**. Toutefois, en raison de leur oxygénation moindre, les zones influencées par la nappe sont aussi le **siège de processus biogéochimiques** (dénitrification, etc.) intéressants pour la restauration écologique des cours d'eau.

1.1.4. Impact des échanges nappe-rivière sur la température des eaux

Facteurs de contrôle de la température d'un cours d'eau

La température d'un cours d'eau peut être définie comme la concentration de chaleur stockée dans un volume d'eau. Le *régime thermique désigne* quant à lui l'ensemble des facteurs faisant fluctuer cette température au cours du temps et de l'espace (Caissie, 2006; Poole and Berman, 2001). Au cours des dernières décennies, de nombreuses études ont montré la multiplicité de ces facteurs et la grande complexité de leurs interactions (T. Macan, 1958).

Certains facteurs peuvent s'additionner, se tamponner ou s'annuler les uns les autres selon les lieux et périodes, ce qui rend la classification exhaustive du régime thermique d'un cours d'eau extrêmement complexe. Certains auteurs séparent ces facteurs en deux sous-ensembles : d'un côté les processus primaires qui apportent ou soustraient directement de l'énergie au système (par exemple rayonnement solaire, apports d'eaux chaudes ou froides, géothermie, …) ; de l'autre les processus secondaires qui viennent modifier ces transferts d'énergie (par exemple ombrage, orientation, volume d'eau disponible, etc.). Ce genre de classification s'avère toutefois peu pratique et parfois absconse. Caissie (2006) propose quatre grandes catégories regroupant chacune tout un panel de processus qui interagissent entre eux des degrés variables (Fig. 1-4):

(i) Les conditions atmosphériques,
(ii) Les échanges entre la rivière et son lit,
(iii) L'hydrologie,
(iv) La géomorphologie du cours d'eau.

Les conditions atmosphériques apparaissent largement dominantes puisque l'énergie stockée sous forme de chaleur par la rivière est avant tout de l'énergie solaire. A cet égard, la surface de la rivière est le siège d'échanges thermiques importants pouvant aller jusqu'à des changements de phase (évaporation, gel). Les principaux facteurs atmosphériques de contrôle sont alors la température de l'air, le rayonnement solaire à ondes courtes et le rayonnement atmosphérique à ondes longues (Hebert et al., 2011; Mohseni and Stefan, 1999). Le rayonnement par ondes courtes désigne l'énergie transportée par les rayons les plus énergétiques du soleil - par exemple les ultraviolets - qui constituent la principale source de chaleur stockée dans la masse d'eau. Le rayonnement net à ondes longues désigne la différence entre les radiations infra-rouges de l'atmosphère et celles émises par la surface de la rivière (Benyahya et al., 2012). Ce rayonnement infra-rouge de la rivière constitue généralement la principale perte d'énergie de la rivière (Webb and Zhang, 1997). Enfin, les échanges directs avec l'atmosphère se font via l'évaporation – qui peut occasionnellement représenter une perte d'énergie très importante (Webb and Zhang, 1999) – et la condensation qui, à l'inverse, représente un gain de chaleur. Les flux convectifs entre la surface du cours d'eau et l'air sont une autre forme d'échanges directs, mais constituent une très faible part du bilan d'énergie.

Les échanges thermiques entre la rivière et son lit intègrent à la fois la conduction de chaleur par les sédiments de la zone hyporhéique et l'advection de masses d'eaux plus ou moins chaudes au travers de celle-ci. La conduction thermique entre sédiments et eau désigne un échange de chaleur par contact : l'agitation moléculaire (= chaleur) se transmet de proche en proche depuis le milieu le plus agité (chaud) vers le milieu le moins agité (froid). On parle alors de gradient thermique, qui détermine le sens des transferts : depuis l'eau vers les sédiments quand l'eau est plus chaude, ou vice-versa quand les sédiments sont plus chauds. La quantité de chaleur transmise par conduction est fonction de la capacité d'un corps à stocker de la chaleur dans sa masse (capacité thermique massique) et à la transmettre à son environnement (conductivité thermique). C'est la différence de ces grandeurs physiques entre sédiments et eau (Lapham, 1989) qui est à l'origine de différence de température (gradient thermique) entre les deux à un instant t. Il a ainsi été montré que la chaleur est stockée par les sédiments au cours de l'été pouvait être restituée au cours d'eau en hiver (Alexander et al., 2003). Les apports advectifs, comme évoqué plus haut, désignent le transfert de masses d'eaux de températures différentes entre nappe et rivière. Ces transferts revêtent une importance particulière sur le temps long puisque la température de la nappe varie généralement très peu au cours de l'année (Anderson, 2005; Constantz, 2008). Par conséquent, selon la période considérée et les débits concernés, les exfiltrations de nappe peuvent stabiliser, voire modifier la température d'un cours d'eau plus ou moins localement, plus ou moins longtemps.

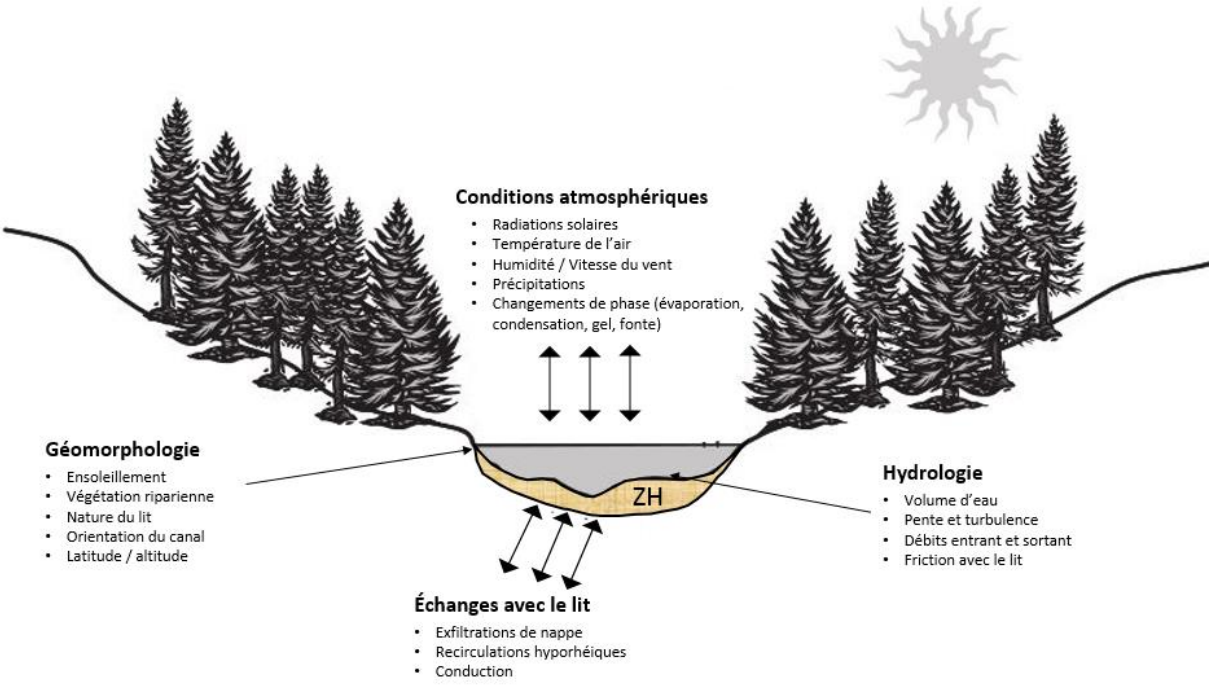


Figure 1-4. *Paramètres contrôlant la température d'un cours d'eau. Parmi ces paramètres, les conditions atmosphériques et les échanges avec la nappe dominent largement. Les autres paramètres tendent plutôt à accentuer ou, au contraire, diminuer leur importance relative. ZH désigne la zone hyporhéique (Modifié d'après Caissie (2006)).*

L'hydrologie est un facteur de contrôle de la température à travers les débits entrants et sortants du système. Son influence directe sur les variations de masse et d'énergie en lien avec les flux entrants et sortants est importante. Outre l'apport direct d'eau plus chaude ou plus froide - via des affluents par exemple-, le type d'écoulement joue un rôle important sur l'équilibre thermique de la rivière : un écoulement turbulent permettra un bon mélange des eaux et un rééquilibrage thermique rapide avec l'atmosphère ou le lit. A l'inverse, un écoulement très lent atténuera ces échanges, mais pourra permettre un réchauffement plus important par rayonnement solaire permettant une exposition plus longue de l'eau de la rivière. Enfin, l'épaisseur de la colonne d'eau, également dépendante de l'hydrologie, détermine l'effet de l'atmosphère sur la température du cours d'eau. Un tirant d'eau faible sera plus sensible aux apports d'énergie atmosphérique. Une stratification thermique apparait sur des systèmes où le tirant d'eau est suffisamment grand et l'écoulement lent (Nielsen et al., 1994; Zeeman et al., 2015). Ainsi au sein du même cours d'eau, les variations saisonnières du tirant d'eau influencent les échanges thermiques entre l'eau de la rivière, l'atmosphère et les sédiments (Constantz et al., 2008; Hannah et al., 2009).

La **géomorphologie** de la rivière intègre tout un panel de paramètres susceptibles d'impacter l'hydrologie comme les échanges avec l'atmosphère et/ou les sédiments. Ainsi, l'ensoleillement de l'eau est directement fonction de la latitude du cours d'eau, mais aussi de son orientation, sa largeur, la hauteur de ses berges et la présence ou non de végétation (ripisylve) (Fig. 1-4). La topographie du lit joue également un rôle sur le tirant d'eau : une rivière en tresse, peu profonde et de pente faible sera potentiellement très chaude à cause de son faible tirant d'eau (LeBlanc et al., 1997) tandis qu'une rivière à méandres ayant un grand nombre de mouilles (zones plus profondes) aura une inertie thermique plus importante et sera plus contrastée.

L'analyse de ces 4 catégories montre que la température d'une rivière est contrôlée par de nombreux processus complexes et interdépendants (Hydrologie-géomorphologie-échange sédiment-cours d'eau et atmosphère). La participation de chaque catégorie sur le bilan énergétique a pu être évaluée par plusieurs auteurs. Evans et al. (1998) ont ainsi estimé que 82% des échanges thermiques au sein d'une rivière se faisaient à l'interface eau-air contre 15% des échanges à l'interface eau-sédiments. Les 3% restants correspondent à l'hydrologie et à la géomorphologie. Cette étude ne s'applique évidemment pas à tous les systèmes fluviaux, ni à toutes les saisons. Cependant, elle propose une bonne illustration de la prédominance des quatre facteurs.

Variabilité spatiale de la température d'un cours d'eau

Nous avons vu que la température d'une rivière est le fruit d'une interaction complexe entre quatre facteurs évoqués précédemment, quelques tendances générales sont toutefois observables à **grande échelle spatiale**. Ainsi, comme le montre la Figure 1-4, la température moyenne journalière d'un cours d'eau augmente généralement vers l'aval (Caissie, 2006). Les températures à l'amont sont généralement proches de celle de la nappe qui alimente la rivière. La température augmente progressivement avec la distance sous l'influence de l'atmosphère. Ce réchauffement progressif est fonction de la distance à la source (qui influence le temps d'exposition au rayonnement solaire), mais aussi la surface d'échange eau-air disponible. Généralement, les rivières tendent à s'élargir à l'aval, augmentant d'autant les échanges atmosphériques. On notera toutefois que ce réchauffement n'est pas uniforme : les cours d'eau de petite taille sont certes plus frais que les grandes rivières, mais ils se réchauffent plus vite. Ainsi, de petits cours d'eau peuvent gagner jusqu'à 0,6°C.km^{-1} (A. Zwieniecki and Newton, 1999) contre 0,2°C.km^{-1} pour ceux de taille intermédiaire (Caissie, 2006) et 0,09°C.km^{-1} pour les plus larges (Torgersen et al., 2001). Cette dégressivité s'explique en grande partie par une inertie thermique croissante liée à leur débit et leur géomorphologie. En effet, les petits cours d'eau sont globalement peu profonds, donc sujets à une forte influence de l'atmosphère une fois la source souterraine passée. Les rivières de plaine, même si elles sont plus lentes et larges, sont également plus profondes que les petits cours d'eau. Leur volume d'eau est proportionnellement beaucoup plus important, ce qui augmente leur inertie thermique. D'autres facteurs viennent cependant nuancer cette relation directe entre température de l'eau et celle de l'air. Par exemple, un substrat plus perméable peut permettre davantage d'échanges avec la nappe, même à grandes échelles spatiales (Beaufort et al., 2016; O'Driscoll and DeWalle, 2006). De même, lors des périodes estivales extrêmes, l'évaporation d'une partie de l'eau occasionnera une perte d'énergie limitant les maximas en rivière; tandis que les périodes hivernales extrêmes peuvent être tempérés par la chaleur relative de la nappe (Mohseni and Stefan, 1999; Webb et al., 2008). D'autres paramètres atmosphériques tels que l'humidité relative de l'air et la vitesse du vent influencent les flux convectifs ou les changements de phase de l'eau en surface (évaporation et condensation). Toutefois, Caissie (2006) considère que les flux convectifs, l'évaporation et la condensation jouent un rôle généralement négligeable face aux flux radiatifs.

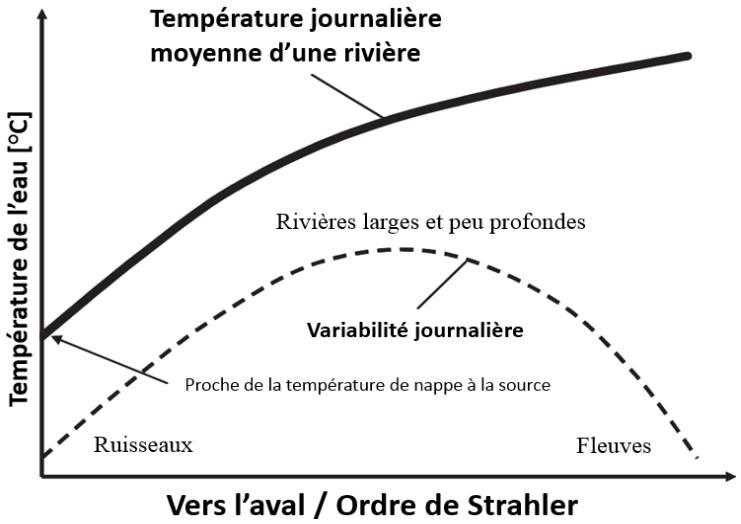


Figure 1-5. *Variabilité thermique d'une rivière en fonction de sa taille (modifié d'après Caissie, (2006))*

A **une échelle spatiale plus petite**, l'ombre projetée par la ripisylve et les berges, si elle n'est pas d'une grande importance sur les cours d'eau les plus larges et longs, est loin d'être négligeable sur les tronçons plus petits (Chu et al., 2009; Garner et al., 2015; Hannah et al., 2008; Malcolm et al., 2004; Petrides et al., 2011; St-Hilaire et al., 2000; Theurer et al., 1985). Elle dépend elle-même de nombreux facteurs déjà évoqués comme l'orientation et la largeur du cours d'eau, la hauteur des berges, la position du soleil et les espèces arborées sur site (Li et al., 2012). Outre son opposition directe au rayonnement solaire qui limite le réchauffement des eaux, la couverture végétale peut aussi s'opposer aux pertes par évaporation et rayonnement par ondes longues, ce qui limite au contraire les pertes de chaleur en journée (Imholt et al., 2013; Webb and Zhang, 1997). La ripisylve diminue également la vitesse du vent et donc les échanges convectifs entre eau et atmosphère (Story et al., 2003). Les précipitations peuvent également jouer un rôle localement en récupérant, en été, la chaleur des sols par ruissellement ou en faisant entrer une eau directement à température atmosphérique dans la rivière sur d'autres périodes. Néanmoins, l'impact thermique des eaux météoriques sur les rivières reste limité (Evans et al., 1998; Ouellet et al., 2014). Mis à part ces facteurs principalement atmosphériques, les échanges entre rivière et sédiments jouent également un rôle dans la cartographie thermique d'un cours d'eau, même à petite échelle. Mélange de transports thermiques par advection (exfiltrations ou infiltration au travers des sédiments) et par conduction (transfert de chaleur de proche en proche via les matériaux sédimentaires), ces échanges peuvent être disparates selon la nature du sédiment, la géomorphologie de la rivière ou le niveau de la nappe souterraine. La nature du sédiment (par exemple quartzique ou limoneux, compact ou meuble) et du sous-sol (par exemple karstique, sableux ou fracturé) facilitera ou non la conduction de chaleur vers la rivière (de Vries and Peck, 1958). Une conductivité hydraulique variable, liée elle aussi à la nature du sédiment, (Genereux et al., 2008) déterminera des zones privilégiées de filtration d'eau tandis que la géomorphologie et le gradient hydraulique entre nappe et rivière détermineront le sens général d'écoulement (*gaining-losing*). Ces zones, qu'elles relèvent d'arrivées directes de nappes ou de recirculations hyporhéiques, peuvent être très localisées (Hester et al., 2009) et constituer des refuges thermiques nécessaires pour nombre d'espèces (Dugdale et al., 2013; Reid, 2007).

Enfin, les activités humaines constituent un aspect peu pris en compte, mais dont le rôle dans l'hétérogénéité spatiale de la température d'un cours d'eau est non négligeable. A titre d'exemple, les rejets d'eaux usées (Kinouchi et al., 2007), l'urbanisation (Taniguchi et al.,

2005), la déforestation (Beschta and Taylor, 1988; Taniguchi et al., 1999b) ou encore les centrales énergétiques (Raptis et al., 2016) tendent en général à réchauffer les eaux de surface (Webb and Walling, 1996).

Variabilité temporelle de la température d'un cours d'eau

En sus de la dimension spatiale de la température des cours d'eau, la dimension temporelle doit également être prise en compte. Comme il a été expliqué plus haut, la température d'une rivière est étroitement reliée à celle de l'atmosphère et à l'ensoleillement. Ainsi, à l'instar de l'atmosphère, la température d'une rivière fluctue-t-elle selon la quantité d'énergie solaire disponible. **A l'échelle journalière**, cette quantité d'énergie solaire disponible suit le cycle diurne. Néanmoins, à cause de l'inertie des masses d'eau, le minimum de température est atteint en fin de nuit tandis que le maximum l'est en fin d'après-midi (Figure 1-5). Caissie (2006) indique que les variations journalières de température sont moindres pour les petits cours d'eau qui subissent une influence marquée de la nappe souterraine, thermiquement plus stable. En revanche, les grands cours d'eau sont sujets à davantage de fluctuations journalières puisque plus exposés aux paramètres météorologiques (nuages, ombre, vent, pluie). Parmi ceux-là, les plus susceptibles de subir de grandes variations journalières sont les cours d'eau à la fois larges (50m et plus) et peu profonds (moins de 1,5m), d'ordre 4 sur l'échelle de Strahler (Horton, 1945; Strahler, 1952). Les cours d'eau plus importants voient ensuite leur variabilité diminuer de nouveau avec l'approfondissement de leur lit, donc de leur inertie thermique. La figure 1-4 exprime bien cette variabilité thermique en fonction de la taille des cours d'eau. Bien entendu, plusieurs paramètres peuvent également limiter l'amplitude thermique d'un cours d'eau. Cette amplitude peut baisser lors de crues en raison d'une masse d'eau plus importante ayant une inertie thermique accrue (Moatar et al., 2009). Une ripisylve importante peut également limiter les fluctuations de température (Brown et al., 2010; Garner et al., 2015) en interceptant une partie des rayons solaires incidents (réchauffement moindre) et en limitant les pertes par rayonnement et évaporation (refroidissement moindre).

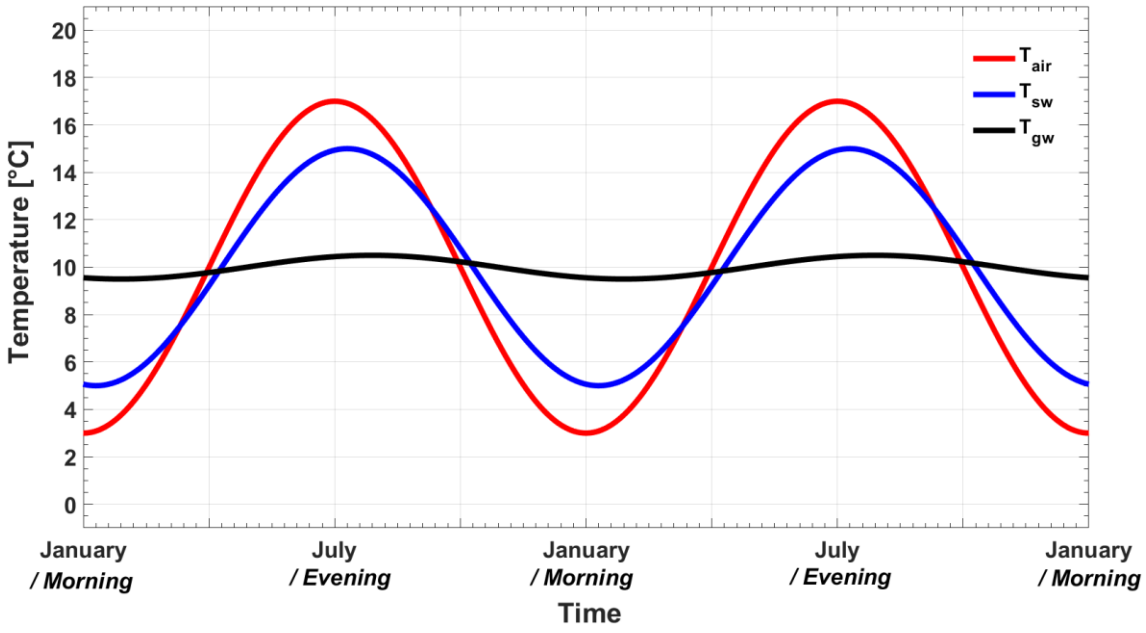


Figure 1-6. *Evolution théorique de la température moyenne de l'air (T_{air}), de la rivière (T_{sw}) et de la nappe (T_{gw}) au cours du temps (deux années = droit ; deux journées = italique). Les températures de la rivière et de la nappe sont légèrement déphasées par rapport à l'atmosphère.*

Sur des temps plus longs, la rivière suit le cycle annuel de température selon une sinusoïde (Figure 1-5) (Kothandaraman, 1971; Ward, 1963; Webb and Walling, 1993). Dans l'hémisphère nord et en milieu tempéré ou froid, les maximums de température sont observés en juillet et/ou août, les minimums en janvier et février. Caissie et al. (2005) ont montré que deux rivières du même bassin versant, mais de tailles différentes avaient le même comportement thermique au cours du temps avec un pic estival de température ayant lieu le même jour ; la seule différence étant une eau plus chaude de 5°C pour la plus grande rivière. Dans les deux cas, le pic estival de l'eau arrivait six jours après celui de l'air. Par ailleurs, si les extrêmes de température sont généralement observés en hiver et en été, c'est également lors de ces périodes que l'hétérogénéité spatiale est potentiellement la plus forte. Outre l'influence en été une fois encore de la ripisylve qui fait obstacle aux rayons du soleil, c'est surtout à cette période que les arrivées d'eau souterraine induisent un effet apparent sur la température des cours d'eau. En effet, moins sujettes aux variations temporelles de température, les arrivées d'eau souterraine sont comparativement plus chaudes en hiver et plus fraîches en été, apparaissant comme des « patchs » ou « anomalies» thermiquement stables dans la rivière (Brunke et al., 2003; Magoulick and Kobza, 2003). Ces arrivées sont à différencier des recirculations hyporhéiques déjà évoquées plus haut qui forment, elles-aussi, des anomalies thermiques comparées au reste du cours d'eau. En effet, ces dernières ont globalement la même amplitude thermique que le reste de la rivière ; à ceci près que le signal est décalé dans le temps (quelques heures à quelques jours) en raison du temps de circulation dans le sédiment (Collier, 2008). Autrement dit, leur variabilité à l'échelle de la journée ou de l'année est très similaire à celle de la rivière dans son ensemble (Figure 1-7) et n'a donc que peu d'influence sur la variabilité temporelle de la température d'une rivière.

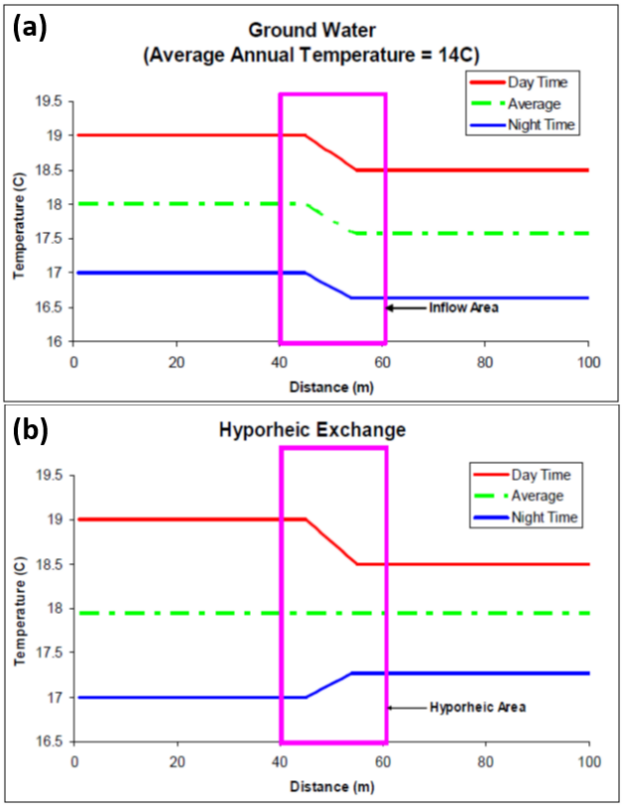


Figure 1-7. *Changement de température dans un cours d'eau à l'aval d'une exfiltration en été. (a) Exfiltration de nappe souterraine (moyenne annuelle de 14°C). (b) Exfiltration de recirculation hyporhéique. La zone d'exfiltration est encadrée en violet. Les températures diurnes sont en rouge, les températures nocturnes sont en bleu (D'après Collier, (2008)).*

Sur des **échelles de temps supérieures à l'année** – typiquement plusieurs décennies ou siècles – plusieurs études et méta-analyses ont montré un réchauffement global des eaux de surface lié aux activités humaines. Ainsi, Moatar and Gailhard (2006) ont relié l'augmentation de la température moyenne de la Loire (+0,8°C depuis 1881) à la hausse de la température atmosphérique et une baisse générale de l'hydraulicité. Hester and Doyle (2011) ont, quant à eux, réalisé une méta-analyse portant sur plusieurs activités humaines locales (centrales, barrages, déforestation, urbanisation) ou globales (réchauffement climatique) et concluent que les cinquante dernières années d'activité ont vu un réchauffement significatif des eaux de surface.

Enjeux pour l'Homme et la biodiversité

La température de l'eau joue un rôle majeur dans l'écologie du cours d'eau, notamment en ce qui concerne la répartition et la bonne santé des espèces animales et végétales (Caissie, 2006; Ebersole et al., 2003b; Hester and Doyle, 2011; Swansburg et al., 2002). Elle influe en effet directement sur la saturation en dioxygène de l'eau et facilite certaines réactions biochimiques comme la dégradation de matière organique (Baldy et al., 1995; Pascoal et al., 2005) ou le métabolisme de microorganismes (loi de Van't Hoff). Ainsi, une augmentation de température entraîne invariablement une diminution des concentrations en oxygène des eaux et une augmentation de la cinétique de certaines réactions biochimiques. Outre ces paramètres physico-chimiques, la température impacte directement le développement (Ebersole et al., 2006) ou la répartition spatio-temporelle (Armstrong et al., 2013; Dunmall et al., 2016) de certains organismes aquatiques. En effet, la plupart des organismes vivants ont un optimum thermique au-delà (ou en-deçà) duquel leur bon développement est compromis (Coutant, 1977; Souchon and Tissot, 2012). Saumons et truites, par exemple, (Baird and Krueger, 2003; Baxter and Hauer, 2000; George et al., 2016; Hillyard and Keeley, 2012; Matthews et al., 1994) peuvent être affectés par les changements brusques et/ou trop importants de la température des eaux des cours d'eau. Il en va de même pour les insectes (Kruitbos et al., 2012; Stanford and Ward, 1993), amphibiens (Lawler et al., 2010), plantes et microorganismes (Bornette and Puijalon, 2011; Johansson et al., 2013). Si certaines espèces peuvent migrer (Comte et al., 2013; Conti et al., 2015; Dunmall et al., 2016; Kruitbos et al., 2012), adapter leur physiologie (Gardner et al., 2011) ou leur comportement (Johansson et al., 2013; Kramer and McClure, 1982), toutes les espèces ne sont pas aussi résistantes (Ebersole et al., 2006; Swansburg et al., 2002) ou capables de s'adapter assez rapidement aux changements imposés par l'Homme (Carey and Alexander, 2003; Pimm et al., 2014; Wake and Vredenburg, 2008). Dans ce contexte, les zone d'exfiltrations de nappe peuvent constituer des refuges thermiques pour certaines espèces aquatiques (Baird and Krueger, 2003; Dugdale et al., 2013; Ebersole et al., 2003a; George et al., 2016; Magoulick and Kobza, 2003; Reid, 2007) : leur cartographie est un enjeu majeur en terme de restauration écologique des cours d'eau.

Comme nous l'avons évoqué plus haut, certaines activités humaines ont un impact sur l'hétérogénéité spatio-temporelle de la température des cours d'eau. Le changement climatique global et rapide dû aux activités humaines des deux derniers siècles induit une augmentation de la température générale des eaux (Collins et al., 2014; Comte and Grenouillet, 2015; Ficke et al., 2007; Gaume, 2004; Gershunov et al., 2013; Hendrickx and Sauquet, 2013; Hirabayashi et al., 2013; Jouzel and Lorius, 1999; Meehl et al., 2012; Mohseni et al., 2003; Nijssen et al., 2001; Reist et al., 2006; Russo et al., 2014; Schneider and Hook, 2010; Sillmann et al., 2014; Sinan and Belhouji, 2016; Stefan and Sinokrot, 1993; Tang et al., 2018; Taniguchi et al., 1999a; Trolle et al., 2015; Wrona et al., 2006; Wu et al., 2013). Certaines activités humaines plus locales induisent également une hausse (urbanisation, déforestation, tourisme, rejets de centrales énergétiques, etc.) ou une baisse (fonte prématurée des neiges) ponctuelle des températures de l'eau des rivières (Reid, 2007; Rowe and Taylor, 1994; van Vliet et al., 2011; Wawrzyniak et

al., 2012). La modification de l'hydraulicité des cours d'eau et de la recharge des nappes joue également sur les volumes d'eau disponibles et sur leur inertie thermique. Dans ce contexte perturbé, les exfiltrations de nappe permettent non seulement d'assurer un débit de base, mais également une certaine stabilité thermique à la rivière (Tague and Grant, 2009). Elles assurent ainsi le maintien de nombreuses fonctions biologiques comme le développement de certaines espèces piscicoles fragiles (Benson, 1953; Geist et al., 2002) ou une oxygénation convenable des eaux. Ce maintien d'une certaine température peut également avoir un impact sur les sociétés humaines en terme de nourriture, voire d'apports énergétiques en maintenant, par exemple, la capacité de l'eau d'une rivière à refroidir une centrale (Macknick et al., 2012; Madden et al., 2013; Raptis and Pfister, 2016; van Vliet et al., 2016).

Impact des échanges nappe-rivière sur la température des eaux

La température d'un cours d'eau est **fonction de quatre grands ensembles de paramètres** : les conditions atmosphériques, les interactions entre la rivière et son lit, la géomorphologie du cours d'eau et l'hydrologie. L'influence de l'atmosphère est telle que la température d'un cours d'eau suit globalement celle de l'atmosphère. Toutefois, les échanges d'eaux avec la nappe, thermiquement beaucoup plus stable, constituent l'essentiel des transferts de chaleur entre la rivière et son lit. A cet égard, la variabilité thermique des cours d'eau dans le temps et l'espace est en grande partie fonction de l'importance de ces échanges :

- **Variabilité spatiale**. La température d'un cours d'eau est généralement plus proche de celle de la nappe à l'amont où les exfiltrations sont comparativement plus importantes qu'à l'aval. En revanche, cette température se rééquilibre avec l'atmosphère plus rapidement dans les petits cours d'eau (ruisseaux) où les volumes d'eaux sont moindres que dans les grands (fleuves). Selon la géomorphologie du cours d'eau, les exfiltrations de nappe sont plus ou moins localisées et importantes : cela peut mener à l'apparition de zones thermiquement différentes du reste de la rivière (anomalies thermiques).
- **Variabilité temporelle**. Si la température d'un cours d'eau suit celle de l'atmosphère, en cas de forte influence de la nappe, l'amplitude thermique du cours d'eau au cours du temps (à la journée ou à l'année) sera réduite. Lorsque le contraste thermique entre la nappe et la rivière (hiver/été, matin/soir) est très marqué, les anomalies thermiques dues aux exfiltrations de nappes s'en trouvent accentuées.

A petites échelles spatio-temporelles, la nappe peut occasionnellement fournir un refuge à certaines espèces aquatiques fragiles. Sur de plus grandes échelles, elle joue globalement le rôle de régulateur thermique des cours d'eau. A cet égard, les échanges nappe-rivière sont indispensables à la bonne santé écologique des cours d'eau (oxygénation, développement d'espèces) et à la mitigation d'effets anthropiques indésirables (réchauffement climatique, qualité et quantité des ressources en eau, etc.). Dès lors, localiser et quantifier les flux dans ces zones d'échange apparaît nécessaire pour comprendre l'impact des activités humaines et élaborer les stratégies de restauration des milieux aquatiques.

1.2. Caractérisation thermique des échanges nappe-rivière

1.2.1. La température comme traceur des échanges

L'utilisation de la température comme traceur des échanges entre nappe phréatique et cours d'eau repose sur la variabilité thermique différente des deux compartiments (Figure 1-5). L'idée en soi n'est pas nouvelle. Anderson (2005) cite Slichter (1905) comme une des premières études à utiliser la température comme moyen de repérer des infiltrations des eaux d'un étang vers la nappe. De nombreux travaux dans les années 60 ont mesuré la température des nappes en différents points pour cartographier les infiltrations d'eaux de surface (Winslow, 1962). Avec l'intérêt croissant de la communauté scientifique pour l'écologie des rivières et le coût réduit des moyens de mesure, l'utilisation de la température s'est beaucoup développée depuis trente ans. La température a ainsi été utilisée pour déterminer des chemins préférentiels de circulations dans la zone hyporhéique (Alexander and Caissie, 2003; Conant, 2004; Evans et al., 1995). La transmission en profondeur de la variation journalière de température de l'air (sinusoïde, voire Fig. 1-10) est également étudiée pour déterminer les sens d'écoulement dans la zone hyporhéique (Constantz et al., 2003; Silliman and Booth, 1993). Plus les exfiltrations de nappe sont importantes (cours d'eau en gain), moins les amplitudes thermiques dans le sédiment seront grandes. A l'inverse, en cas de cours d'eau en perte de charge, la chaleur diurne est transmise par advection plus en profondeur. En appliquant ce principe à des profils thermiques complets dans le sédiment, Bartolino and Niswonger (1999) ont montré que la variation annuelle des profils thermiques dans le sédiment formait une « enveloppe thermique » en forme d'entonnoir (Figure 1-9a). Les contours de cette enveloppe sont dessinés par les profils thermiques en période chaude (été/fin d'après-midi) et en période froide (hiver/matin). En cas d'exfiltration de nappe, et donc de flux ascendant, la température stable de la nappe est imprimée jusqu'aux sédiments les plus superficiels : l'enveloppe adopte un contour très évasé avec un col très haut (Fig.1-9b). Lors d'infiltrations d'eaux de surface, c'est la température de la rivière – beaucoup plus variable dans le temps – qui est retrouvée en profondeur : on observe une élongation de l'enveloppe qui prend alors une forme de cône (Fig.1-9c).

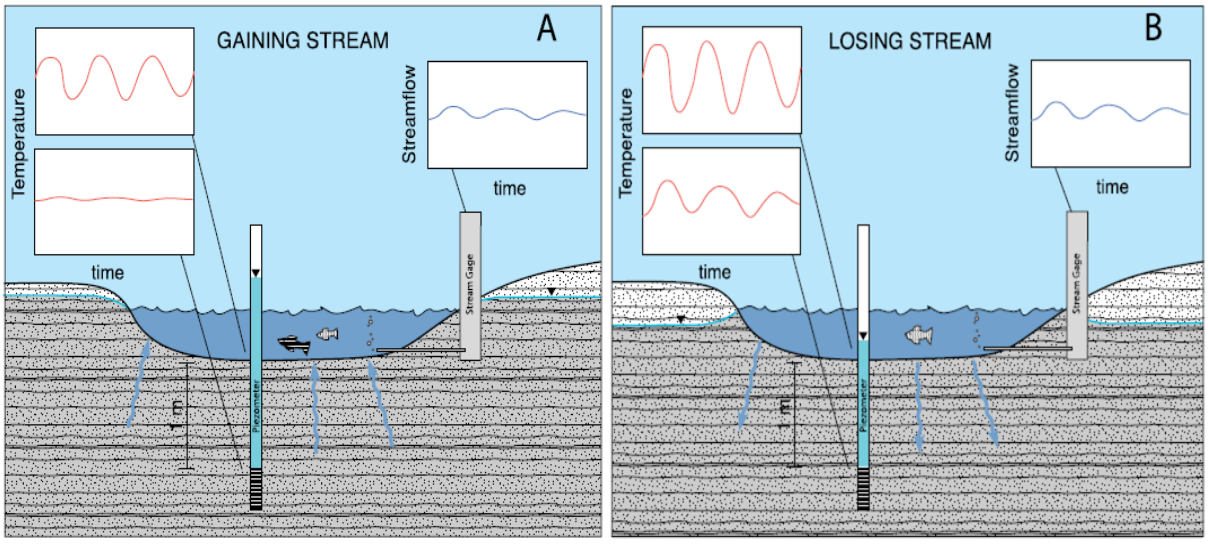


Figure 1-8. *Modification de la température dans la zone hyporhéique d'après les sens d'écoulement (d'après Constantz (2008)).*

Hormis ces applications qualitatives ou descriptives, la température a également pu être utilisée comme moyen de quantification des échanges. Il s'agit alors de déduire la vitesse des masses d'eau au travers du sédiment à partir des différences thermiques entre deux points au

cours du temps. Pour se faire, le calcul doit aussi tenir compte de l'autre processus susceptible de transporter de la chaleur dans le système : la conduction, ou diffusion. Les premiers travaux allant dans ce sens datent également des années 60 (Bredehoeft and Papaopulos, 1965; Stallman, 1965) et proposent une résolution unidimensionnelle du problème. C'est généralement cette forme de résolution qui est appliquée aux système hyporhéiques où la composante verticale est dominante. Aussi, cette approche unidimensionnelle est plus simple d'utilisation que son pendant tridimensionnelle (Anderson, 2005; Domenico and Schwartz, 1998). Appliquée à des profils de températures avec des mesures à différentes profondeurs, cette méthode peut fournir de précieuses informations sur l'évolution au cours du temps des écoulements à l'interface nappe-rivière-zone hyporhéique-. Cette méthode est très utilisée pour la caractérisation de processus locaux, souvent dans de petits systèmes (Briggs et al., 2014; Briggs et al., 2012b; Evans et al., 1995; Evans and Petts, 1997; Mamer and Lowry, 2013; Munz et al., 2016; Poulsen et al., 2015). Toutefois, malgré la possibilité de suivis haute fréquence des flux (Gordon et al., 2012; Hatch et al., 2006) et d'une multiplication des points de mesure, l'usage de profils thermiques ou d'autres mesures ponctuelles ne permet pas de caractériser efficacement l'hétérogénéité thermique des cours d'eau.

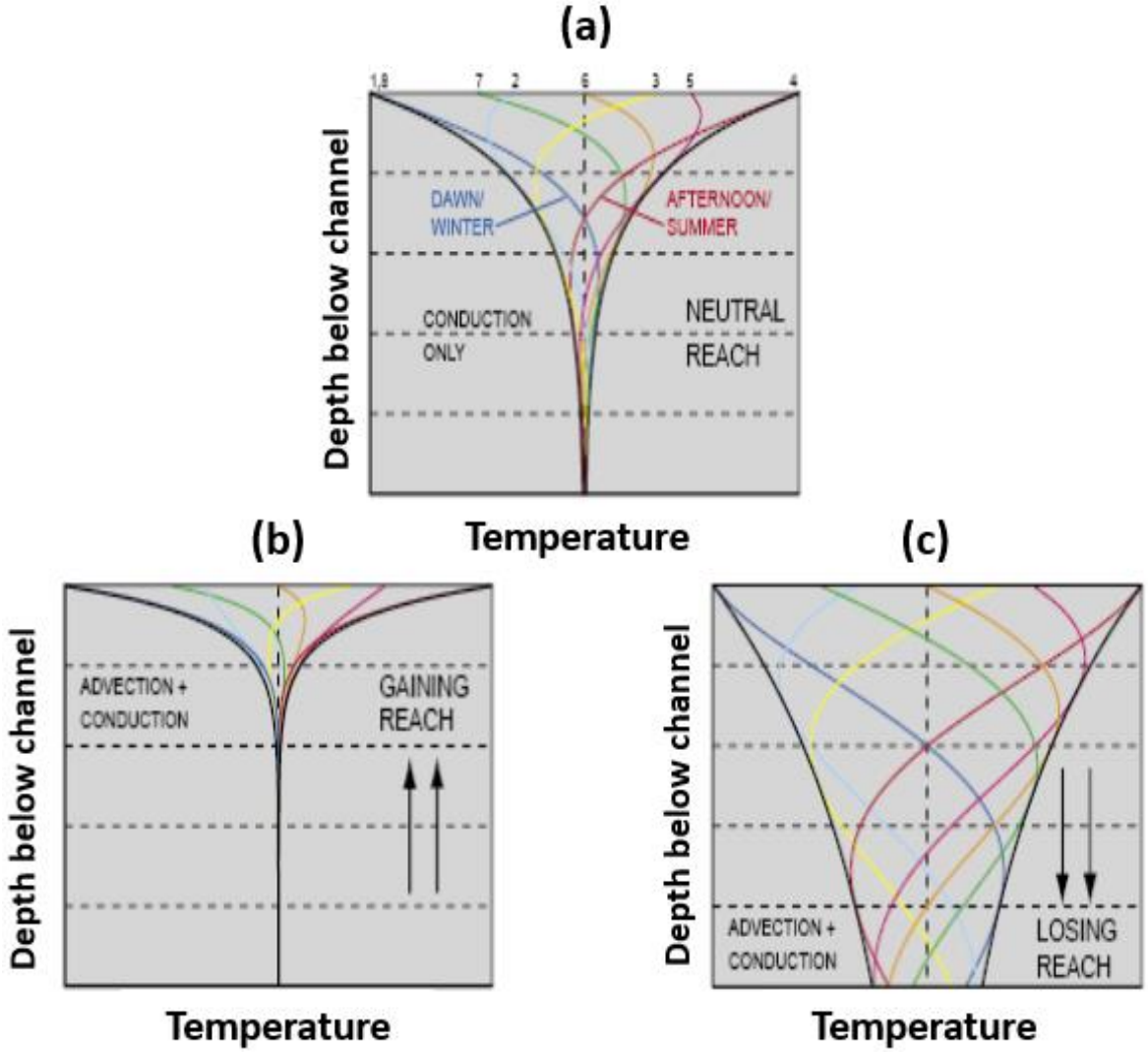


Figure 1-9. *Modification de la température dans la zone hyporhéique d'après les sens d'écoulement (modifié d'après* Stonestrom and Constantz (2004)). *L'enveloppe thermique est représentée en noir.*

1.2.2. Concept d'anomalie thermique et mesures distribuées de température

Comme nous l'avons vu précédemment, la température peut constituer un traceur très efficace de détection et de quantification des échanges entre nappe et rivière. Toutefois, si les méthodes ponctuelles de mesures thermiques (capteurs automatiques, thermocouples, PT100) offrent une excellente résolution temporelle, elles ne permettent pas de rendre compte de la variabilité spatiale des échanges. Cette grande variabilité spatiale est notamment caractérisée par des zones d'exfiltrations de nappe ou de recirculations hyporhéiques qui modifient parfois très localement la température du cours d'eau. Ces *patchs* de température très distincts de la température ambiante du cours d'eau sont qualifiés d'anomalies thermiques. Pour répondre à ces besoins croissants de spatialisation des anomalies thermiques, de nouvelles techniques ont été développées au début des années 2000 : on a alors parlé de mesures distribuées de température (DTS) et deux techniques ont été particulièrement utilisées.

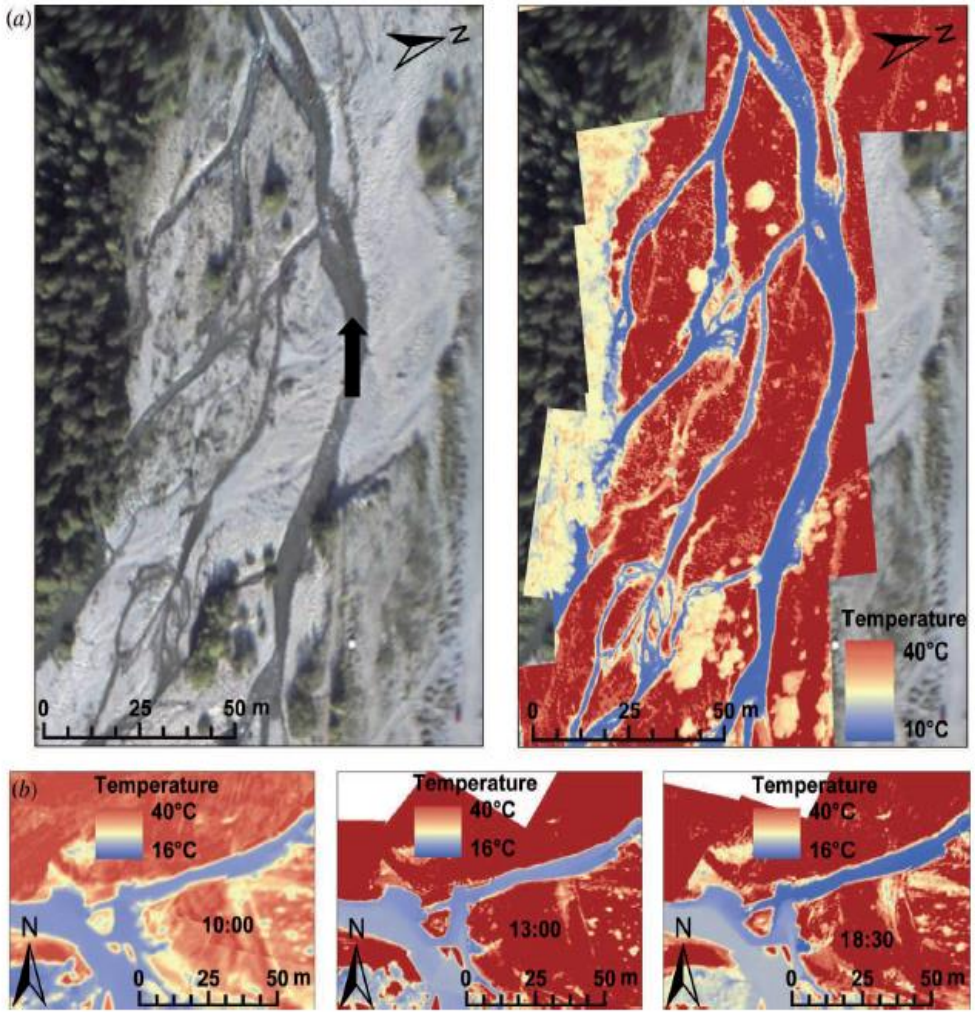


Figure 1-10. *Exemples d'imagerie aérienne infrarouge thermique (d'après Wawrzyniak et al.,2013).*

Une première méthode distribuée concerne **l'imagerie infrarouge thermique** (IRT) qui donne la température de surface du cours d'eau (Figure 1-10). Les images IRT sont capables de caractérisations thermiques sur plusieurs kilomètres de distance si elles sont aéroportées *(Bejannin et al., 2017; Cherkauer et al., 2005; Dole-Olivier et al., 2019; Fullerton et al., 2015; Handcock et al., 2006; Lalot et al., 2015; Wawrzyniak et al., 2012),* ou avec une résolution de

quelques centimètres si elles sont prises depuis la berge (Antonelli et al., 2017; Cardenas et al., 2008). Les méthodes IRT sont utilisées en rivières à la fois pour suivre l'hétérogénéité thermique (Dugdale, 2016; Tonolla et al., 2010; Torgersen et al., 2001; Wawrzyniak et al., 2016), en écologie (Dugdale et al., 2013; Dugdale et al., 2015; George et al., 2016; Handcock et al., 2006; Monk et al., 2013; Tonolla et al., 2012), voire même pour déterminer des paramètres hydrologiques (Antonelli et al., 2017; Chickadel et al., 2011; Cristea and Burges, 2009). Malgré leur facilité de déploiement et la couverture qu'elles autorisent, ces méthodes permettent de mesurer la température de surface avec une précision relative qui dépend fortement du matériel utilisé (de 2°C pour des caméras de visualisation classique à 0,1°C pour des caméras à capteur refroidi). Ceci les cantonne souvent à localiser les exfiltrations superficielles ou très importantes plutôt qu'à les quantifier (Banks et al., 1996; Hare et al., 2015). Le couplage avec d'autres méthodes plus locales et l'usage de modèles permet cependant de les utiliser indirectement dans ce but (Cristea and Burges, 2009; Loheide and Gorelick, 2006; Puleo et al., 2012; Vatland et al., 2015).

La mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) permet d'obtenir la température le long d'un câble déployé dans la rivière en continu dans le temps et l'espace (tous les 50cm à chaque seconde pour les meilleurs outils). Initialement développés pour le suivi de barrages et de pipelines, la précision récemment acquise par ces systèmes (jusqu'à 0,01°C en conditions optimales) permet maintenant une utilisation variée en milieux naturels (Bakker et al., 2015; Ciocca et al., 2012; Coleman et al., 2015; Read et al., 2014; Sayde et al., 2015; Sellwood et al., 2015; Steele-Dunne et al., 2010). Très utiles pour localiser précisément les zones d'échanges avec la nappe ou certaines anomalies (Briggs et al., 2013; Collier, 2008; Henderson et al., 2009; Hoes et al., 2009; Krause and Blume, 2013; Mwakanyamale et al., 2012; Petrides et al., 2011; Selker and Selker, 2014; Tyler et al., 2009; Westhoff et al., 2007), des méthodes de quantification inspirées de la séparation d'hydrographes (Kobayashi, 1985) et basées sur la conservation de la masse et de l'énergie ont rapidement vu le jour et sont maintenant très utilisées (Lauer et al., 2013; Roshan et al., 2014; Selker et al., 2006e). A noter toutefois que les systèmes de FO-DTS nécessitent une certaine logistique (électricité, abri, bains de calibration, déploiement et maintien du câble) et sont limités à des câbles de quelques kilomètres. Autant de paramètres qui limitent souvent leur usage à de petits cours d'eau ou des tronçons de quelques kilomètres. En outre, les méthodes de quantification classiques évoquées ici ne sont utilisables que pour une gamme relativement haute de débits d'exfiltrations. Ces travaux de thèse portent essentiellement sur la définition des limites des méthodes usuelles utilisant la FO-DTS (seuils de détection, conditions d'écoulements, etc.) et le développement de nouvelles méthodologies applicables à certains contextes naturels (exfiltrations diffuses et intermittentes). Les principes régissant les mesures par FO-DTS seront décrits dans le chapitre 2 (section 2.2.).

La température comme traceur des échanges nappe-rivière

La caractérisation des échanges nappe-rivière peut être réalisée en utilisant la température comme traceur. Il existe différentes techniques, dont le choix dépend des disciplines scientifiques et des problématiques à traiter (écologie, biologie, géochimie). **La température est un des traceurs les plus utilisés** de par son ubiquité, la relative facilitée des mesures et la diversité des processus qu'elle peut décrire.

Ainsi, les premières mesures thermiques dans les nappes souterraines ont pu mettre en évidence des zones d'infiltration de rivière (*losing*). Les profils thermiques dans la zone hyporhéique ont permis de déterminer les sens d'écoulement, puis de quantifier les flux dans le sédiment ; le tout grâce à une grande finesse temporelle et la résolution d'équations de transport de chaleur. Plus récemment, afin de spatialiser les échanges nappe-rivières, des techniques de **mesures distribuées de température (DTS)** ont vu le jour. Parmi elles, les mesures par infrarouge thermique offrent une couverture spatiale sans égale, mais sont plus aptes à localiser qu'à quantifier les échanges (sauf couplage à d'autres méthodes). Les **mesures par fibre optique (FO-DTS)** ont, quant à elles, permis une caractérisation fine et précise des échanges sur des linéaires de cours d'eau allant jusqu'à plusieurs kilomètres. Les méthodes qui y sont liées ont fait la preuve de leur efficacité dans certaines conditions.

Les travaux présentés dans cette thèse exposent certaines limites des méthodes de quantification par fibre optique et de proposer de nouvelles méthodes pour élargir leur champ d'application.

Chapitre 2.

Matériels et Méthodes

2.1. Introduction

Les échanges entre nappe et rivière constituent un des processus majeurs dans la zone hyporhéique mais peuvent s'avérer difficile à tracer en raison de leur hétérogénéité spatio-temporelle. L'utilisation de la mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) permet de répondre en partie à cette problématique grâce à un traçage thermique en continu à l'interface nappe-rivière. Si la technique a prouvé son utilité au cours des quinze dernières années (Selker et al., 2006a), ses limites d'utilisation dans certains contextes sont encore mal définies. Les travaux menés au cours de cette thèse ont ainsi eu pour but d'affiner la compréhension de ces limites et d'utiliser les mesures FO-DTS dans des contextes encore inexplorés grâce à elles.

Ces travaux se sont divisés en deux phases distinctes. La première a exploré l'influence des régimes d'écoulement sur le seuil de détection d'une exfiltration concentrée de nappe. La quantification de telles exfiltrations concentrées se base sur une méthode déjà largement répandue et développée par Selker et al (2006b). Afin de comprendre au mieux les limites de cette méthode, des expériences ont été menées en milieu contrôlé sur le site d'Agrocampus Ouest. Les mesures FO-DTS ont ainsi été déployées dans un canal hydraulique sur plusieurs niveaux afin de suivre des tests d'injection d'eau chaude censées représenter des exfiltrations de nappe. Les données expérimentales ont ensuite été calibrées et utilisées pour développer un modèle numérique qui a permis un contrôle plus fin des paramètres et une meilleure compréhension des processus en jeu.

La deuxième phase s'est attachée à décrire et quantifier des exfiltrations faibles de nappe en milieu naturel grâce à la fibre optique. Les mesures FO-DTS ont cette fois été menées sur une année hydrologique quasi-complète, de Juillet 2016 à Juin 2017, dans un cours d'eau breton de deuxième ordre. Les mesures FO-DTS ont été ici utilisées pour des mesures distribuées des flux verticaux dans le sédiment. Cette description des échanges nappe-rivière par FO-DTS s'est trouvée comparée à d'autres méthodes de quantification plus intégratives menées sur le site.

2.2. Présentation des sites d'études

2.2.1. Expérimentation en canal hydraulique contrôlé

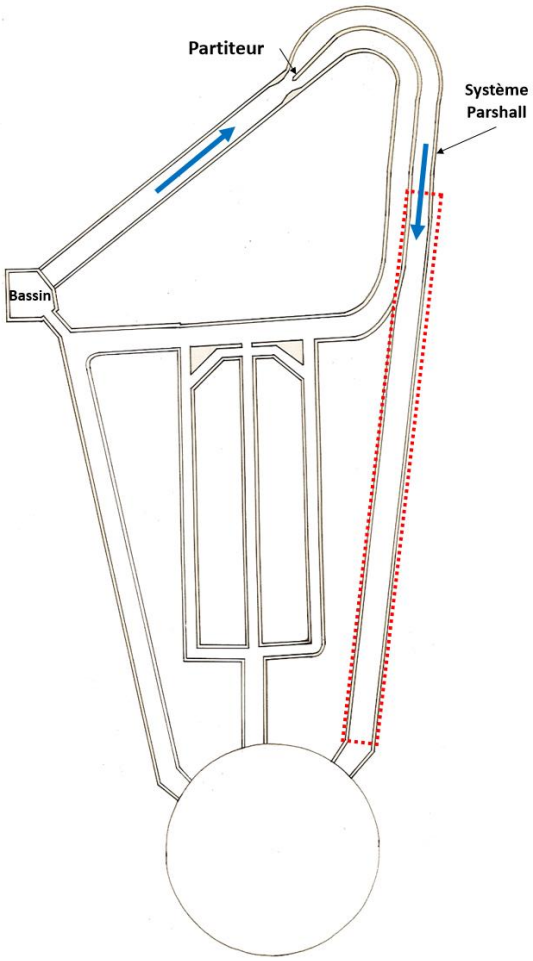


Figure 2-1. *Plan du canal hydraulique. Les expériences d'injections et les mesures se sont faites dans la portion encadrée en rouge.*

Au cours de la première phase de cette thèse une douzaine d'expérimentations ont été menées en canal hydraulique contrôlé. Ces expérimentations ont consisté en des injections d'eau chaude dans un canal hydraulique (Fig. 2-1), similaires à des exfiltrations hivernales de nappe dans un cours d'eau naturel. Deux régimes d'écoulement dans le canal (turbulent et laminaire) avec différents débits d'injection ont été testés afin de déterminer l'efficacité des mesures distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) à quantifier les anomalies thermiques dans ces conditions.

Les expérimentations se sont donc déroulées en extérieur, dans un canal hydraulique en béton de 22m de long. Le canal a une section trapézoïdale avec une largeur de 0,45m à la base et 0,85m au sommet de la section et une profondeur de 0,40m (Fig. 2-2). Le débit à l'amont, s'écoulant dans le canal, est contrôlé par un module à masques et un partiteur d'écoulement. Les mesures de débit ont été réalisées dans un débitmètre de type Parshall intégré au canal (Fig. 2-1). Ce système Parshall permet de lier le tirant d'eau mesuré dans la prise d'eau au débit s'écoulant dans le canal. Ces mesures de tirant d'eau ont été réalisées manuellement en utilisant un réglet, avant et après chaque test d'injection. Un déversoir placé en aval de l'écoulement a permis d'obtenir un tirant d'eau d'au moins 20cm dans le canal. Ce tirant d'eau a été occasionnellement mesuré à 1m et à 12m après le point d'injection (Fig. 2-2).

Les injections d'eau chaude mimant des exfiltrations de nappe ont été réalisées grâce à une pompe MP1 (Grundfos) placée dans un réservoir de 1m^3 rempli d'eau chaude. Les injections dans l'eau du canal se sont faites au travers d'un tuyau percé en forme de boucle, à 3m du système Parshall (Fig. 2-2). Cette position d'injection a été décidée car c'est le point où l'écoulement s'est trouvé le moins perturbé par la rupture de pente du système Parshall. Le contraste de température entre canal et réservoir a varié entre 2,8°C et 3,3°C au cours des expériences et a été enregistré par une sonde manuelle PT100. Il a été maintenu par l'ajout régulier de volumes d'eau chaude dans le réservoir. Les injections n'ont été lancées qu'une fois la température du réservoir homogénéisée par un long mélange manuel. A noter que ces expériences d'injection ont été réalisées les 6 et 7 Juin 2016, dans des conditions météo très ensoleillées : le contraste thermique entre air et eau du canal était d'environ 9 à 10°C.

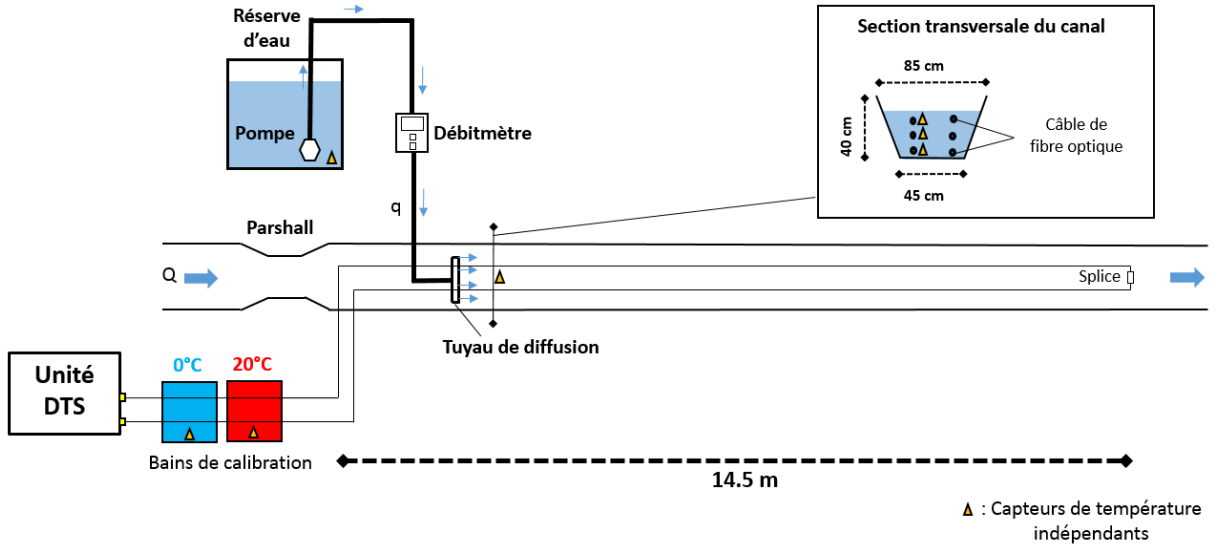




Figure 2-2. *Dispositif expérimental utilisé pour les tests d'injection d'eau chaude en canal contrôlé. Les injections ont été faites en pompant l'eau chaude d'un réservoir via un tuyau aboutissant sur un diffuseur en forme de boucle. Le système FO-DTS a été déployé sur trois profondeurs différentes et sur deux lignes (voir photo n°2) avec une disposition en double-ended (voir section 2.2.2). Deux bains contrôlés ont été utilisés pour calibrer les mesures DTS (voir photo n°1). Des mesures indépendantes de température (capteurs RBRsolo) ont été utilisés pour le suivi des bains et la validation des mesures DTS dans le canal (photo n°2).*

La température du canal a été suivie sur 14,75m par fibre optique pour toutes les expériences, depuis le système Parshall jusqu'à 12m en aval de l'injection. Le câble utilisé, large de 10mm et vendu par Silixa Ltd, possédait une gaine en polyamide noir recouvrant un

tressage en Kevlar qui lui-même protégeait les fibres optiques. Malgré sa relative épaisseur, son inertie thermique a été considérée assez faible pour permettre des suivis d'injections sur des temps relativement courts. La longueur totale du câble était de 470m, mais seuls les 250 derniers mètres ont été déployés dans le canal. Afin de s'assurer du bon mélange de l'eau injectée avec l'eau du canal et afin de bien renseigner une éventuelle stratification thermique, deux lignes parallèles de câble de fibre optique ont été disposées sur trois profondeurs : 0, 8 et 19cm (Fig. 2-2). En raison d'une tendance du câble à flotter, cette configuration a été maintenue par des cadres métalliques fixés à la berge sur lesquels le câble a été attaché (photo n°2 de la Fig. 2-2). L'unité DTS était une Ultima-XT-DTS^{TM} (Silixa Ltd). La configuration des mesures FO-DTS nécessitant quelques clés théoriques pour une meilleure compréhension, celle utilisée au cours de ces expériences est présentée plus en détails dans la section 2.2.2.

2.2.2. Mesures sur le Petit Hermitage (Zone Atelier Armorique)

Les mesures par FO-DTS se sont déroulées, de Juillet 2016 à Juin 2017, sur un petit cours d'eau situé à environ 1,5km au sud-ouest de la ville de pleine fougères (35). L'objectif était de développer de nouvelles méthodes de cartographie et de quantification par fibre optique des échanges entre nappe et rivière qui soient adaptées à des exfiltrations de nappe à la fois diffuses et intermittentes au cours de onze mois. Le choix de ce site est justifié par la présence d'un dispositif de mesures piézométriques sur le versant du Home, à proximité. 5 années de mesures de débit et de température de l'eau au niveau de plusieurs exutoires du site ont permis de finaliser le choix des tronçons pour l'installation de la fibre optique.

Contexte géomorphologique

L'étude s'est déroulée au nord-est de la Bretagne, sur la Zone Atelier Armorique (ZAAr) (Fig. 2-3a). Ce terrain de recherche fait partie du Réseau International de Recherche Long-Terme sur les Ecosystèmes (ILSER ; www.lter-europe.net). Du point de vue géologique, la Zone Atelier est découpée en deux grands ensembles (Fig. 2-3c). Comme pour le Couesnon voisin, les cours d'eau de la ZAAr s'écoulent du sud vers le nord. La partie amont de la ZAAr, au sud, repose essentiellement sur un pluton granitique (orange) encerclé par sa cornéenne (rouge). L'aval, au nord, est quant à lui situé au-dessus d'une roche-mère schisteuse (bleu) et de dépôts éoliens et alluviaux (gris). Ces roches cristallines sont globalement surplombées par une zone altérée qui est considérée comme le principal aquifère superficiel du site (Jaunat et al., 2012; Lachassagne et al., 2011). L'occupation et la nature du sol reflète également cette dichotomie nord-sud: au sud où les sols sont silicatés (sableux) l'occupation du sol est de type agricole extensif avec la présence de la forêt de Villecartier qui couvre environ 10% de la surface de cette zone granitique. Au nord, les sols affichent une prédominance de parcelles remembrées de type *open-field* et des zones humides (Fig.2-3b). Ainsi, les lits de rivières sont un mélange de silts, de sable et dépôts organiques. Plus de détails sur la topographie et la géologie du site sont disponibles sur une étude menée par Kolbe et al. (2016).

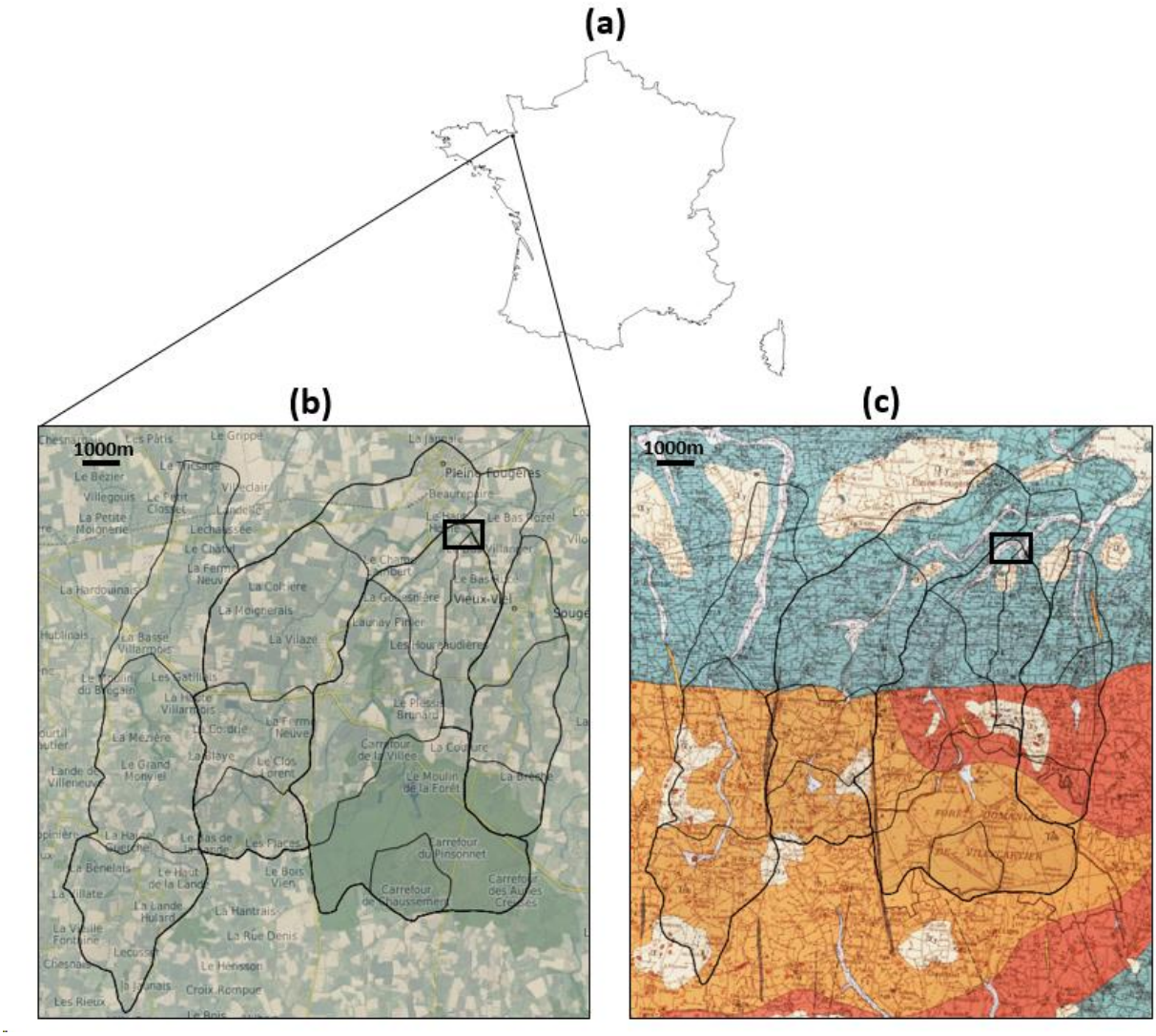


Figure 2-3. *Localisation (a), occupation des sols (b) et géologie (c) du site d'étude de la Zone Atelier Armorique (Pleine-Fougères). Les encadrés noirs désignent l'emplacement où s'est déroulé le suivi long-terme.*

Les travaux présentés ici ont plus précisément portés sur un bief de 650m de long caractérisé par une zone de confluence entre deux petits cours d'eau: le Petit Hermitage et le Vilqué (Fig. 2-4). Le premier est un cours d'eau d'ordre 2 sur l'échelle de Strahler, il s'écoule du sud au nord et draine un bassin versant de 16km^2 avant d'être rejoint par le Vilqué. Celui-ci, d'ordre 1, s'écoule globalement dans la même direction, mais ne draine que 2,3km^2. Il convient ici de préciser que le tracé des deux cours d'eau a été modifié artificiellement au cours des campagnes de remembrement de la fin du 19ème siècle et du milieu du 20ème. Lors du remembrement, une partie des zones humides a été drainée pour créer des prairies pâturées ou des zones constructibles. Le cours d'eau du Petit Hermitage a fait l'objet de recalibrage en plusieurs endroits. Cette translation du lit de la rivière est particulièrement visible à l'amont de notre zone d'étude (Fig. 2-4), dans la zone humide où le lit du cours d'eau a été surélevé de plusieurs dizaines de centimètres.

La géomorphologie des deux cours d'eau est assez typique de la région (alternance de zone humides plus ou moins boisées et zones de culture) et demeure relativement stable dans le temps. Ainsi, le lit du Petit Hermitage est large de 2m en moyenne, variant de 1,30m au plus étroit à 3m au plus large des méandres. Les berges sont quasi-verticales et hautes d'environ 0,5

à 1m. A l'amont du site, dans la zone humide lourdement modifiée, le lit est globalement rectiligne et plutôt régulier. Plus à l'aval, le cours d'eau montre des méandres et une alternance de seuils (remontées du lit) et de mouilles (creux). La zone post-confluence (deuxième zone humide marécageuse) montre des méandres plus prononcés et un lit également plus profond. Le Vilqué est plus petit en tout point : large d'environ 0,80cm juste avant la confluence, son lit est très régulier (pas de mouilles) et les berges verticales sont moins hautes.

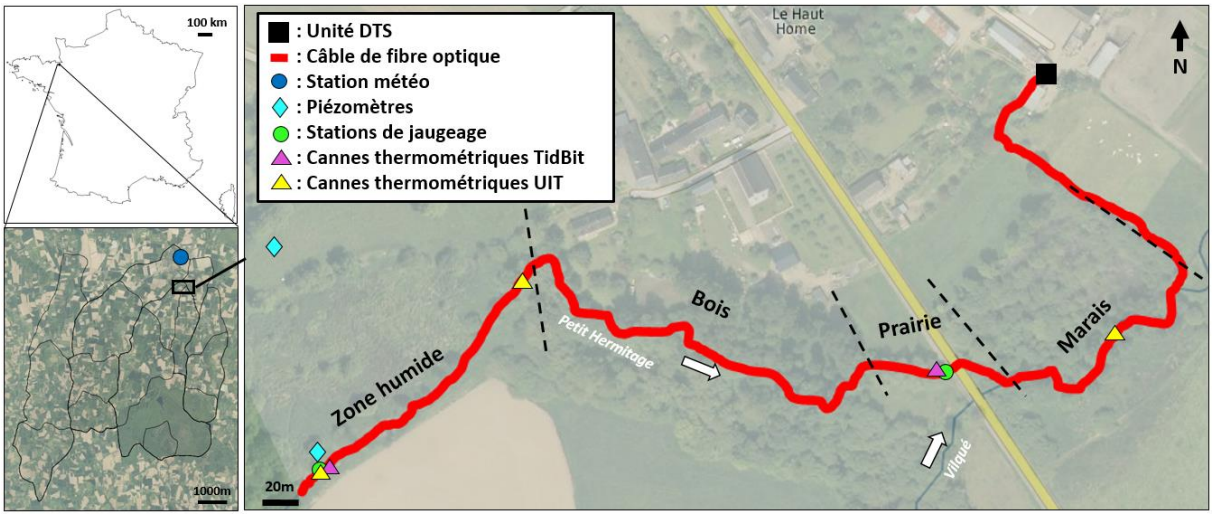


Figure 2-4. *Vue aérienne du site d'étude au sein de la Zone Atelier Armorique, à Pleine-Fougères. Les fines lignes noires délimitent les bassins versants du Petit Hermitage (à gauche) et du Vilqué (en bas). 614m de câble de fibre optique ont été déployés dans le lit du Petit Hermitage (ligne rouge). Les données des piézomètres (losanges bleus) et des stations de jaugeage (points verts) et de température (triangles violets) qui étaient déjà sur site ont été complétées par celles de lances thermométriques supplémentaires (triangles jaunes). Au cours de l'étude, le site a été découpé en quatre zones géomorphologiques distinctes (pointillés noirs) : zone humide, bois, prairie, marais.*

Mesures sur le site

Le site envisagé pour cette étude était déjà lourdement instrumenté depuis une dizaine d'années (Thomas et al., 2019; Thomas et al., 2016b) : piézomètres, station météo, hydrochimie, jaugeages, température de la nappe et de la zone hyporhéique, teneur en eau des sols, etc. Ces données ont notamment permis de supposer que le bief envisagé (Fig. 2-4) comptait probablement des zones d'exfiltrations de nappe plus ou moins diffuses (Kolbe et al., 2016). Ces études sont aussi soutenues par l'observation du terrain. En effet, sur la zone, le Petit Hermitage est caractérisé par une zone humide en amont, suivie d'un bois puis d'une petite prairie pâturée. La confluence a lieu après cette prairie, juste à l'amont d'une deuxième zone humide arborée et quasi-marécageuse. Cette deuxième zone humide cède ensuite la place à une nouvelle prairie, à l'endroit où les mesures FO-DTS cessent. En outre, l'affluent (le Vilqué) est très lié à la nappe : en eau toute l'année malgré sa faible surface drainée, sa conductivité et ses concentrations en certains éléments laissent supposer une contribution forte de la nappe (voir Annexe 1). De plus, l'observation long terme de la température de l'eau au niveau de 6 exutoires correspondant aux 6 bassins versants instrumentés (Fig. 2-3b), montre que le Vilqué a une signature thermique qui confirme l'influence de la nappe : faible amplitude thermique et déphasage par rapport aux autres exutoires. Toutefois, son accessibilité restreinte nous a contraint à nous concentrer davantage sur le Petit Hermitage, plus accessible et déjà instrumenté. Nous avons toutefois pu mesurer la température de l'eau du Vilqué juste avant la confluence avec le petit Hermitage.

La Figure 2-4 montre la localisation de certains instruments de mesure déjà existants sur le site avant la mise en place du suivi par fibre optique. Seuls les quelques piézomètres (en vert) et les stations de jaugeages et profils thermiques (en bleu) qui ont été utilisés sont représentés sur la carte. Afin de compléter les quelques profils thermiques dans la zone hyporhéique, plusieurs cannes thermométriques ont été ajoutées sur le site (en jaune).

Les mesures FO-DTS, quant à elles, ont été réalisées à l'aide d'un câble susceptible de résister aux aléas des mesures de terrain (crues, faune, etc.) avec des fibres optiques protégées par un tube d'acier et un gel hydrophobe, lui-même enserré dans un tressage d'acier et une gaine de polyamide. D'un diamètre de 4mm et long de 1000m, seuls les 614 derniers mètres ont été déployés en rivière, le reste servant à la calibration du dispositif (voir section 2.2.2) ou demeurant inutilisé. Plus lourd et résistant que celui utilisé pour la première phase, ce câble a été déployé au milieu du cours d'eau, là où la conductivité hydraulique est susceptible d'être la plus importante (Genereux et al., 2008) et où le lit est le plus stable. Afin que le câble reste en place tout au long de l'année, il a été enterré dans les sédiments du lit à environ 3cm de profondeur. Cette mise en place a également été choisie pour pouvoir détecter des exfiltrations diffuses de nappe qui seraient immédiatement effacées par le débit (relativement) important du cours d'eau. L'unité de mesure utilisée est la même que précédemment : modèle Ultima-XT-DTS™ (Silixa Ltd). De même, la configuration des mesures sur le terrain est présentée plus en détails dans la section 2.2.2.

2.3. La mesure distribuée de température par fibre optique

2.3.1. Principe de fonctionnement

La mesure distribuée de température par fibre optique permet de réaliser des mesures de température à haute fréquence (de l'ordre de la seconde) et en continu dans le temps le long d'une fibre optique. Le tout avec une excellente résolution spatiale (2m à 50cm). Cette technologie a d'abord été développée à la fin des années 1980 pour la surveillance de fuites le long de pipelines, de barrages ou la prévention d'incendie dans les tunnels. Au début des années 2000, des progrès sur la précision des mesures (entre 0,1 et 0,01°C) ont permis l'extension de la technique aux sciences environnementales.

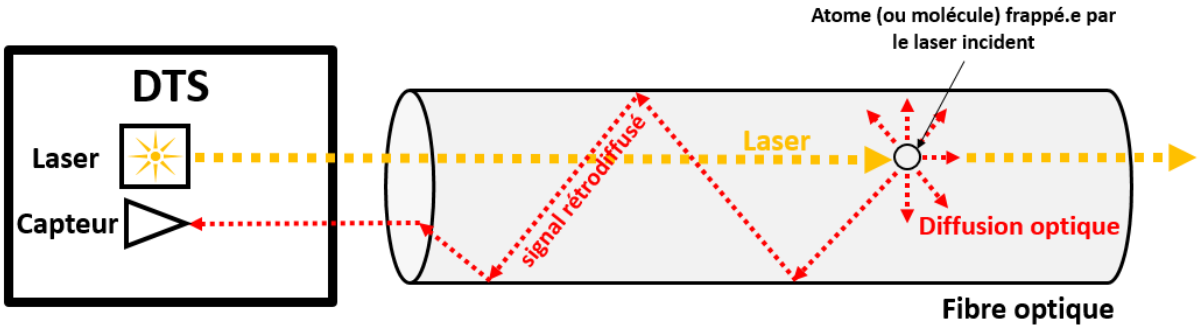
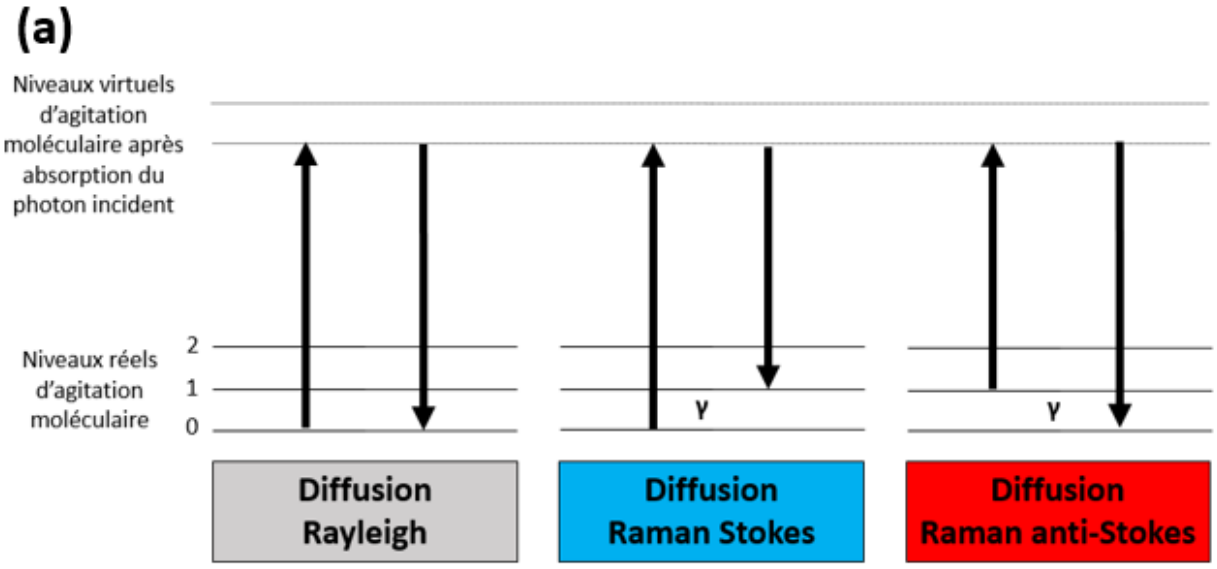


Figure 2-5. *Principe de fonctionnement de la mesure distribuée de température par fibre-optique. Un laser de longueur d'onde connue est tiré dans une fibre optique. Lorsque le laser frappe un atome, la lumière est diffusée. La partie du signal rétrodiffusé et fonction de la température est analysé pour être converti en température.*

Pour mesurer la température le long de la fibre optique, le système DTS émet un signal laser de longueur d'onde connue dans cette fibre. A cause d'indices de réfraction différents entre le cœur de la fibre et sa gaine (tous deux en verre), cette impulsion lumineuse se déplace par rebonds successifs à leur interface. Tandis qu'elle se déplace, une infime partie de la lumière

émise se retrouve diffusée par interaction entre les photons et les atomes de silice qui constituent le verre de la fibre (Fig. 2-5). La diffusion de la lumière est un phénomène physique qui voit le nuage électronique d'un atome gagner en énergie lorsqu'il est frappé par un photon. Afin de retrouver un état stable, l'atome réémet un photon. Lorsque le photon réémis est d'une longueur d'ondes identique au photon incident, on parle de diffusion élastique (ou dite de Rayleigh). Il existe cependant un mode de diffusion inélastique, avec une différence d'énergie (négative ou positive) entre photon incident et photon diffusé. La diffusion de Brillouin présente des longueurs d'ondes proches de celle de Rayleigh et est surtout fonction de déformations du réseau atomique de la fibre (Fig. 2-6). La diffusion de Raman quant à elle présente des différences très nettes de longueur d'ondes avec le photon incident. Elle résulte de l'interaction entre photons incidents et l'état vibratoire (niveau d'énergie) des atomes ou molécules. Ainsi il arrive qu'un atome dans un état vibratoire de base ne restitue pas toute l'énergie gagnée lors du choc avec le photon : il y a alors un shift d'énergie γ négatif entre atome et photon. Le photon alors diffusé sera moins énergétique, de plus grande longueur d'onde, que l'incident : on parle de signal Raman Stokes (Fig. 2-6a). En revanche, dans le cas d'un atome déjà excité qui repasse à un état de repos, le photon réémis sera plus énergétique : γ est alors positif et on parle de signal Raman anti-Stokes. Dans le cas d'une fibre optique, plus cette dernière est chaude, plus le nombre d'atomes pré-excités sera élevé. En conséquence, plus l'amplitude du signal Raman anti-Stokes est élevée, plus la température de la fibre est élevée (Fig. 2-6b). Une fois réémis (ou diffusés), ces photons se propagent dans toutes les directions, de sorte que seule une infime partie remonte la fibre jusqu'au détecteur Raman : on parle de signal rétrodiffusé. En raison de paramètres propre à la fibre, au capteur et à l'environnement, c'est en fait le ratio entre signaux Raman Stokes (peu sensible à la température) et Raman anti-Stokes (très sensible) qui informe réellement sur la température de la fibre (voir calibration). Comme la vitesse de la lumière dans le verre est connue, c'est le temps écoulé entre l'impulsion laser et le signal retour au capteur qui donne la localisation du point mesuré.



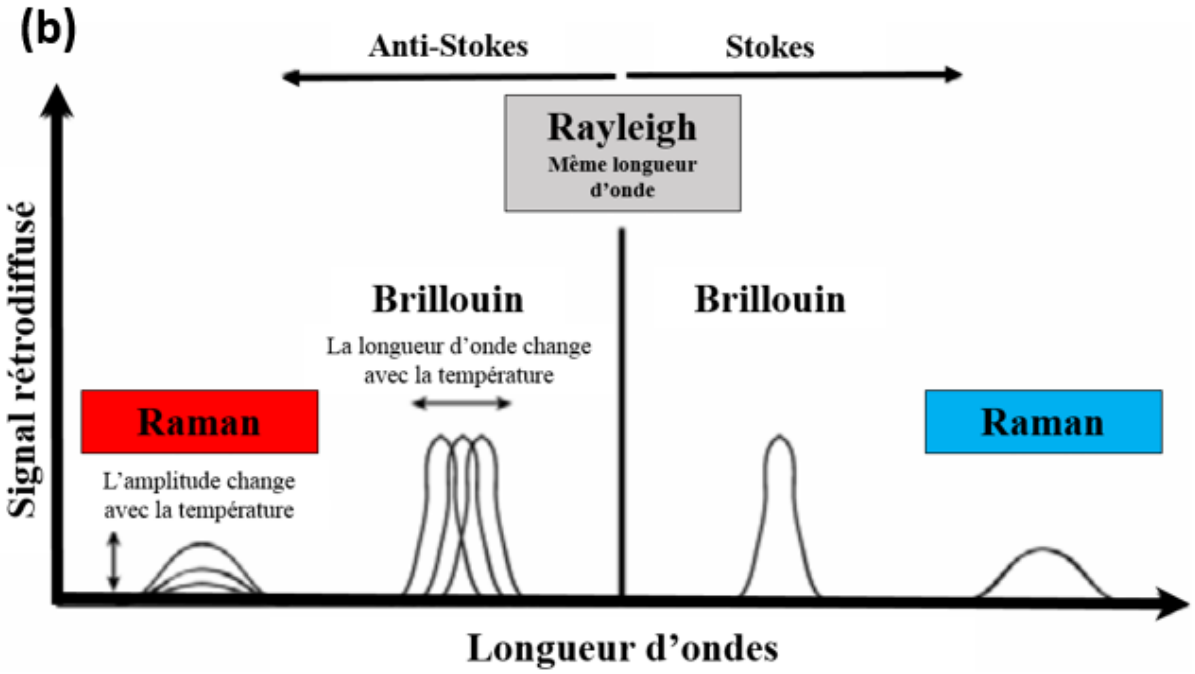


Figure 2-6. *Origine et forme du signal rétrodiffusé. (a) Principes physiques derrière le changement de phase des photons rétrodiffusés de Raman. La première flèche illustre le bond énergétique dû au photon incident. La deuxième illustre la perte d'énergie lors de la diffusion d'un nouveau photon. (b) Longueurs d'ondes des photons rétrodiffusés. (Modifié d'après Suárez et al. (2011))*

La précision de la mesure de température est donc directement fonction de l'amplitude du signal, i.e. du nombre de photons ayant atteint le détecteur en un laps de temps donné. Et c'est ce temps d'ouverture du capteur qui donne la résolution spatial d'échantillonnage : plus le capteur s'ouvre et se ferme rapidement, plus la résolution spatiale sera fine. Le problème étant qu'en ouvrant si rapidement le capteur, peu de photons sont effectivement détectés et la précision de la mesure en pâtit. De plus, les photons rétrodiffusés depuis l'extrémité de la fibre (potentiellement jusqu'à 10km) ont davantage la possibilité d'être absorbés par les parois, faisant diminuer d'autant la précision pour les points les plus distants. Pour résoudre ce problème, les mesures sont en faites répétées à très hautes fréquences (10000Hz) puis moyennées pour chaque point afin d'obtenir une mesure d'amplitude satisfaisante. En conséquence la précision sur la température est directement dépendante du temps d'intégration sur la mesure : plus ce temps est grand, plus la mesure sera précise. A noter également que, lors de leur déplacement dans la fibre, les photons rétrodiffusés sont soumis à un phénomène de dispersion : tous ne se déplacent pas à la même vitesse en fonction du nombre de rebonds effectués. En conséquence, il arrive que des photons originaires d'un point donné X soit rattrapé par ceux du point suivant Y. Vice versa, les photons les plus lents originaires de X peuvent être comptés comme partis de Y. Pour cette raison, on parle d'interdépendance des données voisines et la résolution spatiale effective est toujours plus élevée que la résolution d'échantillonnage.

Mesure distribuée de température par fibre optique

En résumé, la **résolution spatiale** et la **précision de mesures** par FO-DTS dépendent en grande partie du **temps d'intégration des mesures**. Dès lors, le suivi par fibre optique de processus naturels potentiellement rapides nécessite de trouver un **compromis** entre précision désirée (temps d'intégration) et temporalité des processus à caractériser. D'autres paramètres jouent également un rôle non négligeable dans l'efficacité de la mesure : un câble de faible inertie thermique permettra une plus grande sensibilité aux changements brusques de température, une fibre multimode (trop large) peut entraîner une atténuation significative du signal avec la distance. La stabilité thermique de l'environnement dans lequel est posé l'unité de mesure joue également un rôle important.

2.3.2. Mise en œuvre et calibration

Le système utilisé au cours de cette thèse – une unité Ultima XT-DTS^{TM} (Silixa Ltd) permet de réaliser un échantillonnage tous les 25cm pour un temps d'intégration minimal de 5 secondes. En revanche, pour les points les plus éloignés (de 5 à 10km selon les modèles), il faut une intégration d'au moins 3minutes pour espérer une précision de l'ordre de 0,1°C et la résolution spatiale réelle est d'environ 50cm (données constructeur). Ce système compte parmi ceux ayant la meilleure résolution spatiale du marché et est adapté aux mesures de terrain avec un boitier hermétique et une faible demande énergétique. Il a ainsi été utilisé au cours des deux phases de cette thèse : des expériences en canal contrôlé (Chapitre 3) et lors d'un suivi long-terme d'un cours d'eau de second ordre (Chapitres 4 & 5). Sa précision potentiellement moindre que d'autres systèmes a pu être compensée par des choix de configuration (temps d'intégration, type et disposition du câble, choix de calibration, etc.) qui sont détaillés dans cette section.

Calibration des données et incertitude

La transformation des signaux Stokes et anti-Stokes en température à chaque point z suit l'équation suivante, telle que présentée par (Hausner et al., 2011) :

$$T(z) = \frac{\gamma}{ln\frac{A_S(z)}{A_{aS}(z)} + C - \Delta\alpha(z)} \tag{2.1}$$

où T(z) est la température de la fibre à la distance z et A_S et A_{aS} sont les amplitudes des signaux Stokes et anti-Stokes respectivement. *C* est un paramètre adimensionnel qui dépend des propriétés du laser émis, γ est le shift d'énergie entre ce laser incident et la lumière rétrodiffusée (Fig. 2-6a) et Δa est l'atténuation des signaux dans la fibre avec la distance z. Ce calcul est nécessaire à chaque pas de temps car ces trois derniers paramètres varient aussi dans le temps. Indépendants les uns des autres, il est possible de retrouver leur valeur à partir des valeurs de A_S et A_{aS} et de trois mesures indépendantes de température (T_{ref}) à l'aide de l'équation suivante :

$$\bar{A}\vec{x} = \vec{b} \tag{2.2}$$

Où :

$$\bar{A} = \begin{bmatrix} 1 & -T_{ref1} & T_{ref1}z_1 \\ 1 & -T_{ref2} & T_{ref2}z_2 \\ 1 & -T_{ref3} & T_{ref3}z_3 \end{bmatrix}; \quad \overrightarrow{x} = \begin{bmatrix} \gamma \\ C \\ \Delta\alpha \end{bmatrix} \quad ; \quad \overrightarrow{b} = \begin{bmatrix} T_{ref1}\frac{A_S(z1)}{A_{aS}(z1)} \\ T_{ref2}\frac{A_S(z2)}{A_{aS}(z2)} \\ T_{ref3}\frac{A_S(z3)}{A_{aS}(z3)} \end{bmatrix} \tag{2.3}$$

Une fois les matrices $\bar{A}$ et $\overrightarrow{b}$ acquises, il est possible d'obtenir les trois paramètres restants et de calibrer la température de la fibre. En résumé, il s'agit de mesurer le ratio Stokes/anti-Stokes en plusieurs points dont la température est connue avec précision : une température est ainsi attribuée à ce ratio de référence et peut ainsi être extrapolée au reste de la fibre. Pour davantage de précision sur les ratios, il est souvent préféré des segments entiers de câble plutôt que de simples points. Ces segments de références sont généralement placés dans des bains de calibration, bien isolés et aussi homogènes que possible. Comme précisée dans l'équation (2.3) et la figure 2-7, la température des bains doit être différente : au moins un bain plus froid et un autre plus chaud que le milieu mesuré sont recommandés. Pour remplir ces conditions, on utilise souvent de grandes glacières d'eau équipées de petites pompes pour l'homogénéisation. L'une au moins est remplie de glace pilée tandis que la seconde est chauffée via des chauffages d'aquarium équipé de thermostat.

Comme une unité DTS ne dispose que d'un point de référence situé à l'intérieur du boîtier, la calibration automatique du système donne généralement de moins bons résultats qu'une calibration manuelle telle que décrit ici (Hausner et al., 2011; van de Giesen et al., 2012). La précision de la mesure peut être évaluée de différentes façons en comparant les données de la fibre et celles des thermomètres indépendants des bains. Trois types de métriques sont utilisables pour déterminer l'exactitude des mesures calibrées : l'erreur de duplexation E_{dup}, l'erreur moyenne ou biais moyen MB et l'erreur quadratique moyenne RMSE.

L'erreur de duplexation E_{dup} s'applique dans le cas particulier où deux fibres sont associées pour doubler le nombre de mesures en un point (voir section suivante sur les configurations de câbles). Il s'agit alors de calculer la différence moyenne entre les deux fibres sur une section donnée :

$$E_{dup} = \frac{1}{p}\left|\sum_{1}^{p} T_{p1} - T_{p2}\right| \tag{2.4}$$

Où T_{p1} *et* T_{p2} sont les températures en un même point, mais provenant chacun d'une des deux fibres. Le nombre *p* désigne le nombre de mesures échantillonnées le long de la section étudiée.

Le biais moyen MB est utilisé directement comme comparatif entre fibre T_{DTS} et températures de référence T_{ref} dans les bains de calibration. Il désigne l'écart moyen trouvé entre les mesures indépendantes dans les bains et chaque point de la fibre situé dans ces bains.

$$MB = \frac{1}{mn}\left|\sum_{1}^{m}\sum_{1}^{n} T_{ref} - T_{DTS}\right| \tag{2.5}$$

Où *m* est le nombre de mesures faites sur une section de référence et *n* le nombre de ces sections de référence (ici, les bains de calibration). MB est plus robuste lorsque plusieurs températures indépendantes par bain sont utilisées. Par limitation matérielle, une seule température de référence par bain était possible, quoique très précise (0,002°C). Le MB s'utilise de fait souvent avec la RMSE afin de croiser les analyses :

$$RMSE = \frac{1}{n}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(T_{RBRi} - T_{DTSi})^2} \tag{2.6}$$

Théoriquement ces comparaisons se font à l'aide d'un bain de validation situé à un point éloigné de la fibre. Dans les expériences menées au cours de cette thèse, il était impossible de placer un tel bain supplémentaire pour des raisons logistiques. De fait, les comparaisons se sont faites à partir des seuls bains de calibration et de points de mesure indépendants situés dans l'eau courante. Ces derniers étant sujets à nombre d'influences et ne portant que sur des points isolés, ils donnent donc des précisions moindres qu'espéré. Les comparaisons avec les bains de calibration étant par ailleurs excellentes, il faut toutefois relativiser ces résultats qui ne sont là qu'à titre indicatif.

Configuration de mesure

Hausner et al. (2011) distinguent trois configurations principales avec chacune sa disposition de câble et son mode de mesure et de calibration (Fig. 2-7). La première, avec le concept le plus simple, est appelée « *simple single-ended* » avec une seule fibre étirée sur une certaine distance. Deux bains de calibration sont placés en sortie d'unité, suivis par la section de mesure et terminé par le troisième et dernier bain (Fig. 2-7a). Quoique simple, cette configuration présente le défaut d'avoir un bain (potentiellement) éloigné de l'unité, ce qui peut poser des problèmes logistiques en cas de mesure sur de longues périodes (Chapitres 4 & 5).

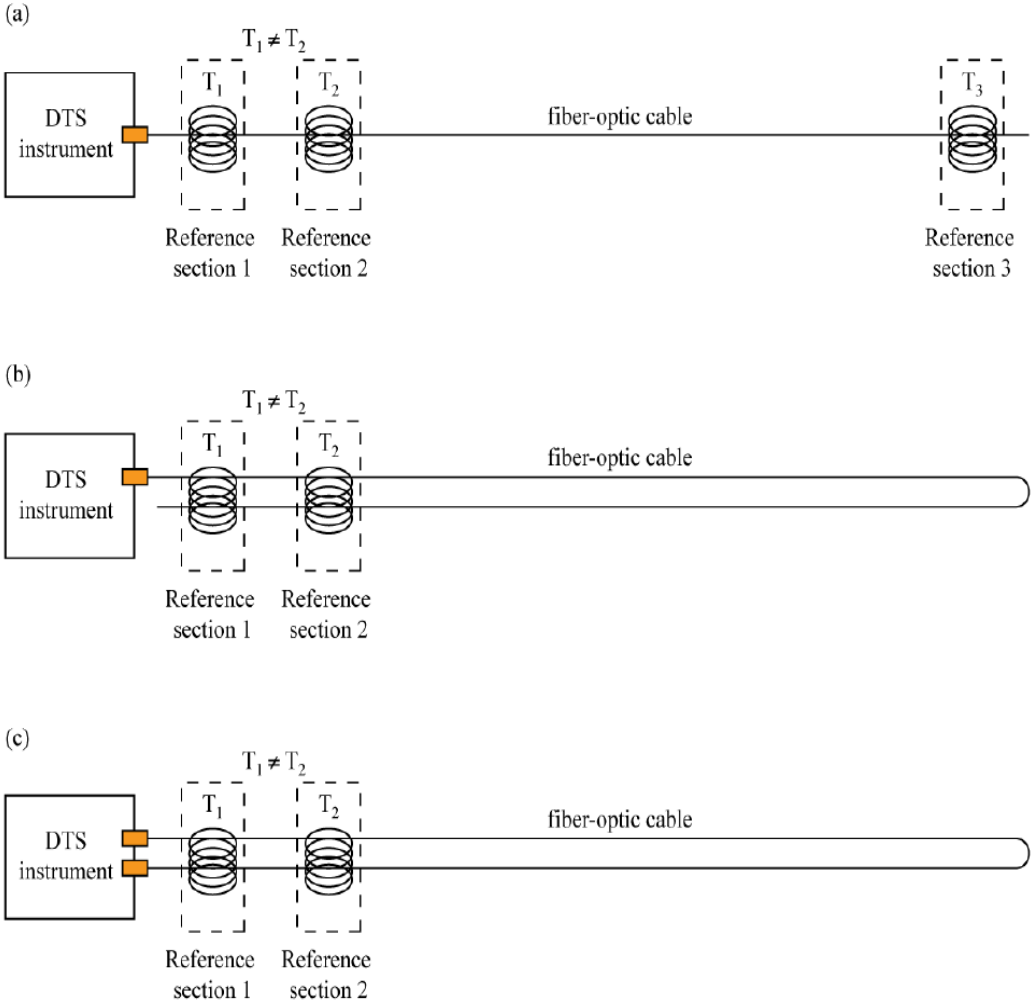


Figure 2-7. *Exemples de configurations de système DTS avec leur fibre optique et leurs bains de calibration : (a) single-ended, (b) duplexed single-ended et (c) duplexed double-ended (d'après Hausner et al., (2011)).*

La deuxième configuration possible est appelée « *duplexed single-ended* ». *Duplexed* du fait que les câbles de mesure comptent généralement plusieurs fibres identiques en leur sein. En fusionnant deux d'entre elles à l'extrémité du câble par épissure (ou *splice*), il est possible d'obtenir une fibre plus longue opérant un aller-retour dans la gaine du câble. Il suffit alors de deux bains de calibration en sortie d'unité DTS pour obtenir virtuellement quatre sections de référence sur les données (Fig. 2-7b). Enfin, l'utilisation de deux fibres permet de doubler artificiellement les données, donc de gagner en précision tout en conservant un temps d'intégration modéré.

La dernière configuration suggérée s'appelle «*duplexed double-ended* » (ou simplement *double-ended*) et est une simple amélioration de la seconde. Comme cette dernière, une épissure permet de doubler la longueur de fibre, mais en plus les impulsions laser sont alternées dans un sens puis l'autre (Fig. 2-7c). Cette double mesure permet d'affiner les mesures souvent plus imprécises en fin de fibre. Cela permet également de mieux appréhender l'atténuation du signal après l'épissure qui tend à s'opposer au signal. Cette méthode est souvent préférée aux deux autres car plus précise, mais requiert une calibration un peu plus complexe détaillée par van de Giesen et al. (2012).

Configuration et déploiement de la fibre optique

Au cours de cette thèse, **deux déploiements de FO-DTS ont été opérés**. La configuration adoptée a toujours été en ***duplexed double-ended*** pour des raisons évidentes de précision et pour des raisons matérielles (nombre limité de glacières ou impossibilité de les placer trop loin). Le temps d'intégration a toujours été fixé au minimum possible pour avoir une résolution spatiale fine (25cm).

Le premier déploiement s'est fait dans un canal hydraulique contrôlé d'environ 15m (section 2.1.1) afin de tester les limites des méthodes de quantification habituelles (section 2.2.3) dans certaines conditions d'écoulement. Les fibres utilisées étaient des fibres multimodes protégées par des fibres de kevlar et gainées dans du polyamide noir pour un diamètre de 10mm. Ce câble présentait l'inconvénient d'avoir une inertie thermique relativement élevée (constatée, mais non mesurée) qui a cependant été jugée satisfaisante pour le suivi de processus relativement rapides (injections d'eau chaude et restitution en régime turbulent). Le temps d'intégration choisi était de 20s pour un échantillonnage tous les 25cm (résolution spatial d'environ 50cm). La précision atteinte (RMSE) grâce à cette configuration variait entre 0,03°C et 0,15°C dans les bains selon les expériences, pour une moyenne de 0,08°C. Cette configuration particulière est le résultat d'un compromis entre inertie thermique du câble, temporalité des processus mesurés et précision des mesures. Les résultats de ces tests d'injection sont présentés dans le **chapitre 3**.

Le deuxième déploiement s'est opéré dans un cours d'eau naturel d'ordre 2, sur près de 620m, pour un suivi de 11 mois des échanges entre nappe et rivière (section 2.1.2). Les processus suivis (exfiltrations de nappe) étant plus lents et plus diffus que dans le cadre d'expériences contrôlées, un temps d'intégration très long de 40min a été retenu. L'échantillonnage est resté à 25cm pour une résolution spatiale effective de 50cm. Les fibres multimodes étaient cette fois protégées par un gel contenu dans un tube d'acier lui-même protégé par un tressage d'acier enveloppé dans du polyamide, pour un diamètre de 4mm. Plus lourd et résistant (contre les ragondins, branchages, etc.) que le précédent, le câble avait également une inertie thermique moindre en raison de sa nature (acier) et de son diamètre réduit. Au final, les mesures effectuées dans les bains ont montré une précision moyenne de 0,02°C au cours de l'année. Les résultats de ce suivi long-terme sont présentés dans les **chapitres 4 et 5**.

2.3.3. Métriques développées

Quantification d'une arrivée souterraine : méthode thermique usuelle

La quantification d'exfiltrations de nappe proposée par Selker et al. (2006e) dans les années 2000 se base sur les équations de conservation de masse et d'énergie :

$$Q_{up}.T_{up} + Q_{gw}.T_{gw} = Q_{dn}.T_{dn} \quad (2.7)$$

Où Q_{up} et T_{up} correspondent respectivement au débit et à la température de la rivière à l'amont (*upstream*) d'une exfiltration d'eau souterraine, Q_{gw} et T_{gw} au débit et à la température de ladite exfiltration, et Q_{dn} et T_{dn} au débit et à la température de la rivière à l'aval (*downstream*) de l'exfiltration. Cette méthode présuppose deux choses : une exfiltration assez importante et localisée pour modifier la température de la rivière en aval, et que le mélange entre eau souterraine et eau de rivière soit parfait. C'est cet écart de température entre la température à l'amont d'une exfiltration et la température à l'aval après mélange qui est qualifié **d'anomalie thermique A.**

Cette anomalie permet de rendre compte de l'intensité de l'exfiltration. Sa mesure par fibre-optique dans un cours d'eau est évidemment dépendante de la précision de la mesure : si cette dernière est trop faible, la quantification de Q_{gw} sera très incertaine, voire impossible. Des études ont toutefois estimé qu'il était possible de quantifier des arrivées de nappe correspondant à seulement 2% du débit à l'aval Q_{dn} en milieu naturel (Lauer et al., 2013) et jusqu'à 1% en canal contrôlé (Roshan et al., 2014).

Les expérimentations et simulations présentées dans l'article du chapitre 3 utilisent la mesure de cette anomalie thermique A pour voir si des exfiltrations (ici, des injections artificielles) sont toujours quantifiables de la même façon avec des écoulements laminaires. Dans cette partie, A a été moyennée sur une fenêtre de près d'un mètre de long et pendant 2min pour une meilleure estimation :

$$A = \overline{T_{dn[x_{w1}:\, x_{w2}\,;\, t_{w1}:\, t_{w2}]} - T_{up}} \quad (2.8)$$

Pour permettre une inter-comparaison entre expériences, *A* a ensuite été normalisée par le différentiel de température ΔT entre eau du canal et eau de nappe (ici, une eau injectée artificiellement) qui joue normalement sur :

$$A^* = \frac{A}{\Delta T} \quad (2.9)$$

Cette anomalie normalisée *A** a été ensuite comparée à l'anomalie théorique A_t, dérivée de l'équation (2.6), pour déterminer s'il y a une divergence entre expérimentations et méthodes classiques.

$$A_t = T_{dn} - T_{up} = \frac{R.\Delta T}{100} \quad (2.10)$$

Où *R* peut être décrit comme suit :

$$R = \frac{Q_{gw}}{Q_{dn}} \times 100 \quad (2.11)$$

Propagation d'incertitude sur la mesure

Les incertitudes calculées en mesure distribuée de température concernent généralement l'incertitude des mesures elles-mêmes. Or, cela n'est pas tout à fait adapté aux

méthode de quantification classiques. En effet, cette quantification repose sur plusieurs mesures différentes : température en rivière et en souterrain, ainsi que débits en rivière. De fait, l'incertitude finale de la quantification résulte de celles de toutes ces mesures et de la méthode de calcul elle-même.

Pour répondre à cette problématique de l'incertitude sur les débits d'exfiltrations souterraines calculés, il est d'usage de réutiliser la propagation d'incertitudes proposée par Genereux (1998). Cette méthode a été originellement développée pour améliorer le calcul d'incertitude sur la séparation d'hydrogramme à deux composantes et utilisant des traçages chimiques. L'adaptation de ces travaux pour des mesures de températures est présentée dans l'équation suivante :

$$W_{A^*} = \sqrt{\left[\frac{T_{GW} - T_{dn}}{\left(T_{GW} - T_{up}\right)^2}.W_{T_{up}}\right]^2 + \left[\frac{T_{dn} - T_{up}}{\left(T_{GW} - T_{up}\right)^2}.W_{T_{GW}}\right]^2 + \left[\frac{-1}{\left(T_{GW} - T_{up}\right)}.W_{dn}\right]^2}$$

$$= \sqrt{\left[\frac{T_{GW} - T_{dn}}{\Delta T^2}.W_{T_{up}}\right]^2 + \left[\frac{A}{\Delta T^2}.W_{T_{GW}}\right]^2 + \left[\frac{-1}{\Delta T}.W_{dn}\right]^2} \qquad (2.12)$$

Où W_{A^*}est l'incertitude propagée sur l'anomalie thermique normalisée A^*. $W_{T_{up}}, W_{T_{dn}}$ et $W_{T_{GW}}$sont respectivement les incertitudes sur les mesures de température à l'amont de la rivière et à l'aval et sur la température de la nappe. Les deux premières sont déduites des RMSE calculées sur la fibre tandis que la troisième $W_{T_{GW}}$est déduite des capteurs utilisés pour la mesure dans la nappe. *A* désigne l'anomalie thermique décrite dans la section précédente.

Localisation d'une arrivée de nappe

La localisation de nappes à l'aide de FO-DTS se fait normalement assez aisément en étudiant la variabilité temporelle de la température en chaque point : les zones influencées par la nappe apparaissant moins variables au bout de quelques heures ou jours. Une autre solution est de simplement repérer des anomalies très marquées, type anomalies froides en été ou chaudes en hiver. Dans le cas du suivi long-terme (section 2.1.2 ; chapitres 4 et 5), cette technique n'a pas été utilisée : les zones d'exfiltrations sur le cours d'eau étaient supposées faibles et très diffuses (donc susceptibles d'être masquées par le débit), avec un lit perché par endroit (donc pas forcément connecté à la nappe toute l'année ou au même moment que d'autres sections). Toute connexion tardive ou disparition ponctuelle de ces zones d'intérêt aurait pu être « gommée » par l'étude de variabilité, intégratrice dans le temps. Dans l'optique de **tracer les arrivées de nappe en continu** dans le temps, tout en tenant compte de leur variabilité temporelle, il était donc nécessaire de développer une **méthode de localisation utilisable à chaque pas de temps.**

Notre méthode repose sur deux hypothèses : (i) la température d'un cours d'eau T_{sw} est principalement contrôlée par l'atmosphère (80%), elle est également la résultante des interactions avec la température de la nappe T_{gw} (15%) (Fig. 1-3) ; (ii) la température dans les premiers centimètres du sédiment (3cm env.) T_{sed} équivaut à la température du cours d'eau juste au-dessus. Suivant ces hypothèses, et choisissant la température de l'air T_{air} comme proxy de l'influence atmosphérique, il a été initialement supposé que la température dans le sédiment T_{sed} était comprise entre T_{air} et T_{gw}. Si un point du cours d'eau n'est pas influencé par la nappe, T_{sed} en ce point devrait être proche de T_{air}, l'eau s'étant en partie équilibrée avec l'atmosphère.

En cas d'influence de nappe, T_{sed} devrait être plus proche de T_{gw} et plus éloignée de $T_{air.}$ Ainsi, la différence thermique entre sédiment et air $dT_{sed\text{-air}}$ devrait pouvoir renseigner sur les échanges entre nappe et rivière :

$$dT_{sed-air(t,i)} = T_{sed(t,i)} - T_{air(t)} \quad (2.13)$$

Avec *t* le pas de temps concerné et *i* le point de mesure. T_{air} est la température sur site à l'ombre et prise à l'aide de la fibre-optique sur une zone aérienne et isolée du sol. La Figure 2-8a reprend la théorie sous-jacente à la méthode de détection : T_{gw} reste à peu près constante en journée tandis que T_{air} varie fortement selon l'heure. T_{sed} est plus ou moins proche de T_{air} selon l'influence de la nappe. La Figure 2-8b illustre le comportement de $dT_{sed\text{-air}}$ avec la distance : lorsque la fibre est située au-dessus d'une exfiltration de nappe, l'amplitude de $dT_{sed\text{-air}}$ augmente car T_{sed} se rapproche de T_{gw} et s'éloigne de T_{air}. Le signe de $dT_{sed\text{-air}}$ s'inverse quand $T_{air}<T_{gw}$ (nuit et matin), mais l'augmentation d'amplitude de $dT_{sed\text{-air}}$ demeure. A noter qu'en période hautes eaux, l'amplitude générale (exfiltrations de nappe ou non) est plus grande. Ceci peut être imputé à plusieurs paramètres. En effet, en hautes eaux les volumes d'eau en rivière augmentent, avec souvent une forte participation de la nappe en amont (section 1.1.2). Ceci mène respectivement à une inertie thermique accrue du cours d'eau (rééquilibrage avec l'atmosphère plus lent) et une température générale un peu plus proche de celle de la nappe. De plus, sous nos latitudes, la période des hautes eaux correspond souvent à une période de grand contraste entre T_{air} et T_{gw} (hiver, début de printemps). Ce qui accentue encore l'amplitude observable de $dT_{sed\text{-air}}$.

Cette méthode de localisation d'exfiltrations de nappe a cependant une limite. Si T_{sed} suit globalement les fluctuations de T_{air} au cours de la journée, il existe en réalité un léger décalage temporel (déphasage) entre les deux dû à l'inertie thermique de l'eau : T_{sed} met un certain temps à s'équilibrer avec $T_{air.}$ Cela ne prête habituellement pas à conséquence. Toutefois, lorsque T_{air} passe sous (ou au-dessus de) T_{sed} n'est alors plus comprise entre elles pendant un certain temps (Fig. 2-8a : voir « minuit » et « midi »). En conséquence, durant ces périodes de transition, $dT_{sed\text{-air}}$ réagit inversement (Fig. 2-8c) : les zones d'exfiltrations sont toujours plus proches de T_{gw} que les zones « normales ». Donc, quand T_{air} s'approche brusquement de T_{gw}, ces zones d'exfiltrations se retrouvent artificiellement plus proches de T_{air} que les autres zones, le temps que ces dernières se rééquilibrent avec l'atmosphère (Fig. 2-8a).

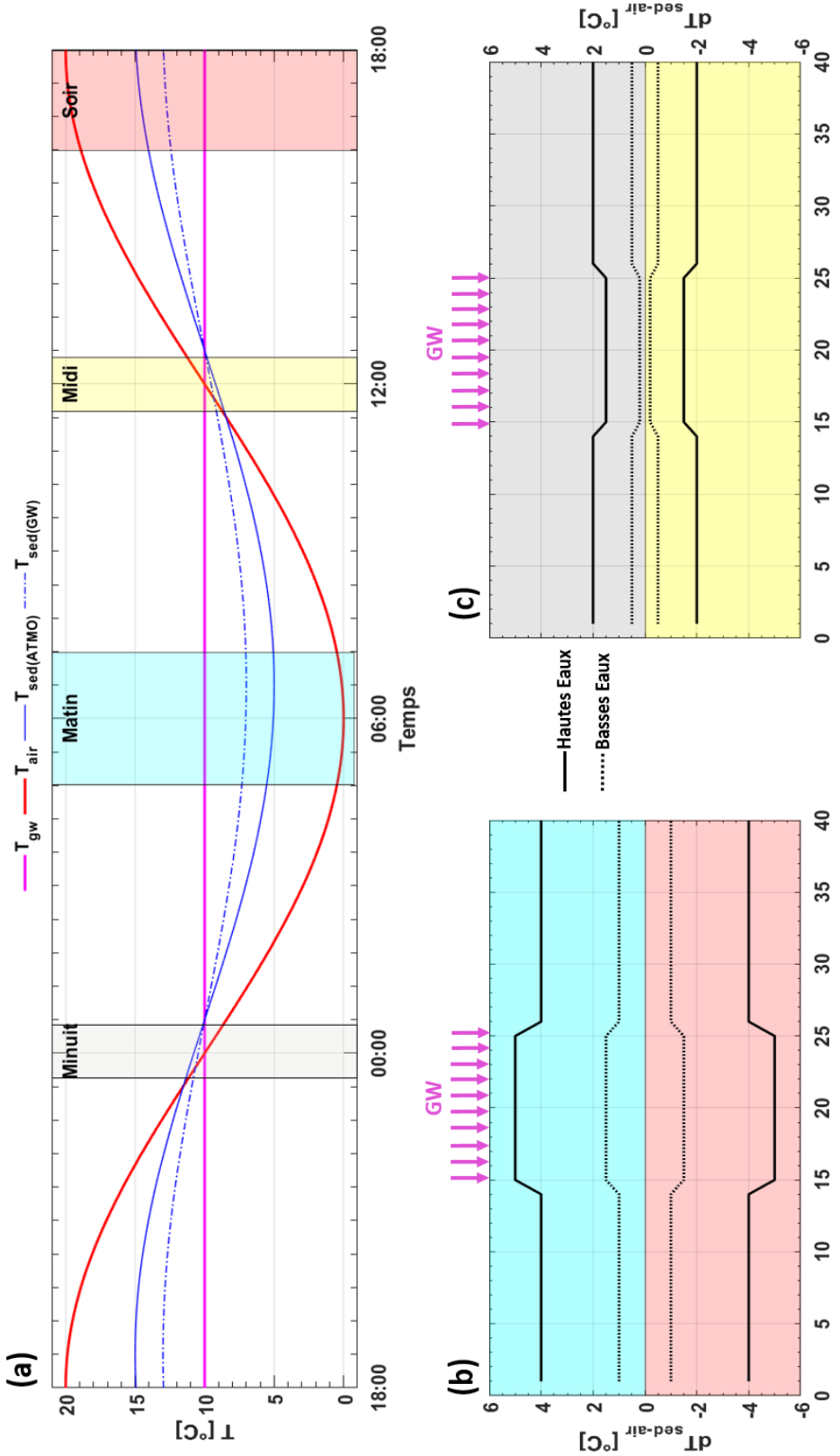


Figure 2-8. *Figure conceptuelle liant la différence de température entre air et sédiment $dT_{sed\text{-}air}$ et exfiltrations de nappe selon la période de temps. Les heures sont données à titre indicatif et varient fortement selon les régions et les saisons. (a) Evolution journalière théorique de la température de l'air (T_{air}), de la nappe (T_{gw}), d'un point du lit influencé uniquement par l'atmosphère ($T_{sed(ATMO)}$) et d'un point du lit influencé par la nappe ($T_{sed(GW)}$). (b) Comportement de $dT_{sed\text{-}air}$ au-dessus d'une exfiltration de nappe lorsque T_{air} est distinct de T_{gw} depuis plusieurs heures (matin et soir). (c) Comportement de $dT_{sed\text{-}air}$ au-dessus d'une exfiltration de nappe lorsque T_{air} est en transition et proche de T_{gw} (matin et soir). Les amplitudes sont moindres en périodes de basses eaux (pointillés).*

Afin de s'affranchir de cette inversion du signal $dT_{sed\text{-air}}$ sur certaines périodes tout en conservant l'information sur les échanges nappe-rivière, deux calculs supplémentaires ont été ajoutés. Le premier, exposé dans l'équation suivante, consiste juste à convertir $dT_{sed\text{-air}}$ en valeurs absolues pour faciliter la lecture :

$$diffT_{sed-air(t,i)} = \left|dT_{sed-air(t,i)}\right| \quad (2.14)$$

Le second calcul vise à réellement disposer de l'inversion du signal. Il faut d'abord déterminer un tronçon de référence à l'amont du bief qui ne soit jamais influencé par la nappe. Ce tronçon de référence est par la suite utilisé pour centrer le reste des données :

$$diffT^{*}_{sed-air(t,i)} = diffT_{sed-air(t,i)} - \min(diffT_{sed-air(t,ref)}) \quad (2.15)$$

Sur le tronçon de référence, seule la valeur minimale (la plus proche de T_{air}) est sélectionnée pour chaque pas de temps car il peut arriver qu'une anomalie apparaisse fortuitement. Ce centrage des données sur une section connue comme étant non-influencée par la nappe permet de comparer chaque point d'un bief indépendamment des fluctuations journalières de T_{air}.

Il convient de noter que cette comparaison n'est valable que sur un bief à l'ensoleillement à peu près homogène sur sa longueur. En effet, à participation de nappe équivalent, $diffT_{sed\text{-air}}$ sera globalement moins grand dans un bief forestier (à l'ombre) que dans un bief ensoleillé. Dès lors, une zone d'exfiltration en forêt peut fort bien passer pour une zone « normale » au regard de la zone ensoleillée. Vice-versa, toute zone normale du bief ensoleillé peut potentiellement passer pour une arrivée souterraine au regard du bief ombragé. Pour une bonne comparaison, il convient de découper un cours d'eau en biefs à la géomorphologie proche (ensoleillement, direction du lit, nature du sédiment, méandres) et de déterminer pour chacun une zone de référence qui lui est propre. Ainsi, le cours d'eau instrumenté sur la ZAAr (section 2.1.2 ; chapitres 4 & 5) a été découpé en quatre sous-biefs : zone humide amont, bois, prairie, marais (Fig. 2.4) avec chacun un tronçon de référence. Ces tronçons de référence sont tous localisés sur des seuils (moins susceptibles aux exfiltrations), à l'amont de leur bief respectif. Ils ont été déterminés sur la base d'une analyse des données de température au cours du temps afin de sélectionner le tronçon présentant des $dT_{sed\text{-air}}$ faibles avec le plus de constance dans le temps.

Une fois effectué le centrage de $diffT^{*}_{sed\text{-}air}$, un seuil a été mis en place : tout point présentant une $diffT^{*}_{sed\text{-}air}$ supérieure à la moyenne du cours d'eau a été considérée comme un point d'exfiltration de nappe. En appliquant ce calcul à chaque pas de temps, il a ainsi été possible de cartographier automatiquement les exfiltrations de nappe et d'en déterminer l'évolution au cours du temps. Les résultats obtenus en utilisant cette métrique de localisation sont présentés et discutés dans le chapitre 3.

Quantification des exfiltrations à partir des mesures FO-DTS

La **quantification d'exfiltrations par FO-DTS** est basée sur l'hypothèse de **conservation de l'énergie** dans la rivière : la température à l'aval d'une exfiltration est le fruit du mélange entre débit d'exfiltration et débit de la rivière à l'amont, sans dissipation thermique. Cette méthode permet d'estimer le débit **d'exfiltrations assez importantes et localisées** pour modifier la température à l'aval (anomalie thermique). La limite de détection (et d'estimation des débits) est atteinte pour des exfiltrations représentant environ **2% du débit total.** Les travaux réalisés au cours de cette thèse explorent plus avant ces limites dans différentes conditions d'écoulement (**Chapitre 3**).

Les mesures par FO-DTS permettent de **cartographier les échanges entre nappe et rivière** de différentes façons. **La plus classique** consiste à déterminer les zones les moins variables dans le temps qui sont alors interprétées comme des exfiltrations de nappe. Nécessitant une analyse sur un certain laps de temps, cette méthode efficace **ne permet cependant pas de rendre compte de l'intermittence de certaines exfiltrations.** Une **nouvelle méthode** est proposée (**Chapitre 4**) qui évalue le contraste thermique entre la température du cours d'eau à celle de l'air. En comparant ce contraste air-rivière à un tronçon de référence sans exfiltration, il est possible de cartographier les échanges **en chaque point et à chaque pas de temps**.

2.4. Calcul de vitesses d'advection verticale par analyse de profils thermiques dans la zone hyporhéique

Des profils thermiques ponctuels dans la zone hyporhéique ont été couplés aux mesures de température par fibre optique pour estimer les flux provenant de la nappe le long d'un bief de la Zone Atelier Armorique (ZAAr). L'approche est simple : les mesures distribuées FO-DTS permettent une cartographie des échanges entre nappe et rivière et une estimation de leur surface. On applique ensuite à ces surfaces estimées une mesure de vitesse déduite des profils thermiques pour obtenir un débit. L'obtention de profils thermiques a été rendue possible par l'utilisation de cannes thermométriques placées dans le lit du cours d'eau (Fig. 2-9). Les cannes thermométriques utilisées pour obtenir les profils thermiques avaient une précision de 0,1°C et une fréquence de mesure de 15min.

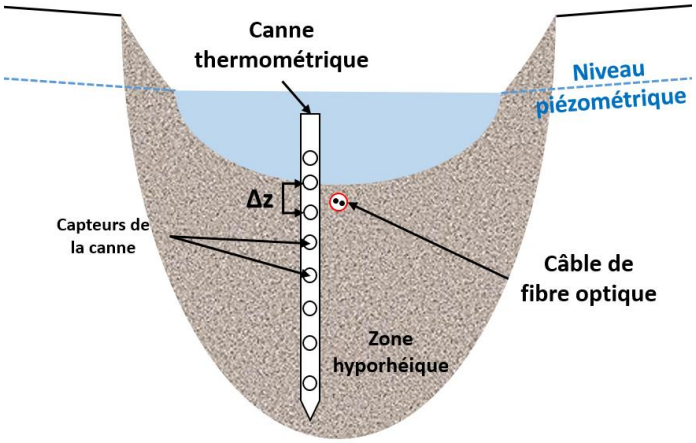


Figure 2-9. *Disposition schématique des cannes thermométriques disposées dans la zone hyporhéique du site. Un capteur suit la température T_{sw} du cours d'eau, l'un est à l'interface avec le sédiment (z = 0cm), les autres sont enfouis à différentes profondeurs dans la zone hyporhéique. Le cable de fibre optique est représenté au centre du cours d'eau (thalweg), enfoui d'environ 3cm.*

2.4.1. L'équation de la chaleur dans le sédiment

Comme présenté au chapitre 1, le transfert de chaleur dans la zone hyporhéique se produit selon deux processus distincts : la conduction (ou diffusion) et l'advection. L'advection désigne le transport de chaleur par déplacement de l'eau au travers du sédiment. Lors d'un traçage thermique (par exemple par l'entremise de profils thermiques), c'est ce déplacement que nous cherchons à quantifier en le discriminant de la conduction. Et cette discrimination entre les deux processus passe par la résolution de l'équation de la chaleur dans le sédiment. Par souci de simplicité les flux sont supposés uniquement verticaux, l'équation utilisée est donc celle proposée par Stallman (1965) qui décrit des transferts de chaleur en une seule dimension :

$$\frac{\delta T}{\delta t} = K_e \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\delta T}{\delta z} \qquad (2.16)$$

Où $\frac{\delta T}{\delta t}$ est la variation de température au cours du temps entre deux points. $\frac{\delta T}{\delta z}$ est la variation de température entre ces deux points séparés par une distance *z*. $\frac{\delta^2 T}{\delta z^2}$ est la variation de variation de température entre ces deux points. Ici, q est la vitesse de l'eau dans le sens descendant ($m.s^{-1}$), C est la capacité thermique volumétrique du sédiment ($J.m^{-3}.°C^{-1}$) (i.e. la capacité du sédiment à stocker une certaine quantité de chaleur) et C_w la capacité thermique volumétrique de l'eau ($J.m^{-3}.°C^{-1}$). K_e est la diffusivité thermique effective du sédiment ($m^2.s^{-1}$) (i.e. la propension du sédiment à céder de la chaleur à son environnement par conduction/diffusion) telle que décrite dans l'équation suivante :

$$K_e = \left(\frac{\lambda_0}{C}\right) + \beta|v| \qquad (2.17)$$

Où λ_0 est la conductivité thermique du sédiment ($J.s^{-1}.m^{-1}.°C^{-1}$), β la dispersivité thermique (m) du même sédiment et v la vitesse d'écoulement de l'eau ($m.s^{-1}$).

2.4.2. Calcul des vitesses en utilisant le code de calcul VFLUX

La résolution de l'équation de la chaleur (Eq. 2.16) dans le sédiment peut se faire de différentes façons ; toutes incluses dans le code de calcul VFLUX (MATLAB) développé par Gordon et al. (2012). La résolution privilégiée au cours de ces travaux est celle de Hatch et al. (2006), choisie pour sa bonne estimation de flux faibles ($< 1.10^{-5}$ $m.s^{-1}$) et sa relative simplicité. Cette résolution, décrite par les équations (2.18-19), se base sur le déphasage (décalage temporel) et l'atténuation (diminution de l'amplitude) du signal entre deux capteurs séparés par une distance connue. L'idée sous-jacente étant que plus le flux entre les capteurs est lent, plus un pic de température mettra du temps à parvenir d'un capteur à l'autre (déphasage du signal). De même, plus un flux est lent, plus il est probable que la température diminuera entre les deux capteurs en raison de la conduction du sédiment (atténuation du signal) :

$$q = \frac{C}{C_w}\left(\frac{2K_e}{\Delta z} lnA_r + \sqrt{\frac{\alpha + {v_T}^2}{2}}\right) \qquad (2.18)$$

$$|q| = \frac{C}{C_w}\sqrt{\alpha - 2\left(\frac{4\pi\Delta t\, K_e}{P\Delta z}\right)^2} \qquad (2.19)$$

Où q est le flux d'eau volumétrique ($m^3.m^{-2}.s^{-1}$), Δz la distance entre les deux capteurs de la canne thermométrique (m) (Fig. 2-9) et A_r nombre adimensionnel représentant le ratio des

amplitudes entre capteur bas et capteur haut. Δt désigne le décalage temporel ou déphasage entre les capteurs (s), P la période du signal de température (s) et v_T la vitesse du front thermique (m.s^{-1}). Afin de calculer la vitesse linéaire v des particules d'eau (m.s^{-1}), il faut appliquer l'équation suivante :

$$v = \frac{q}{n_e} \tag{2.20}$$

Où n_e est la porosité efficace du sédiment (adimensionnel).

Les équations précitées incluent des paramètres liés au sédiment traversé par les eaux. Ces paramètres (capacité thermique volumétrique et conductivité thermique) sont variables selon la nature du sédiment : sa porosité, sa composition ou sa granulométrie peuvent influer. C'est pourquoi, au cours de cette thèse, une campagne de prélèvements a été menée afin d'évaluer le type de sédiments rencontrés sur le site de la ZAAr. Le prélèvement s'est opéré à l'aide d'une tarière, dans les 50 premiers centimètres du sédiment hyporhéique et a été répété en quatre lieux jugés représentatifs d'une section particulière. Ces prélèvements ont été menés au plus près des profils thermiques (cannes thermométriques). La densité sèche apparente des sédiments prélevés a ensuite été mesurée à l'aide de la méthode au kérosène décrite par Abrol and Palta (1968). Enfin, les travaux de Lapham (1989) ont été utilisés pour relier cette densité sèche apparente à une capacité thermique volumétrique et une conductivité thermique (Fig. 2-10).

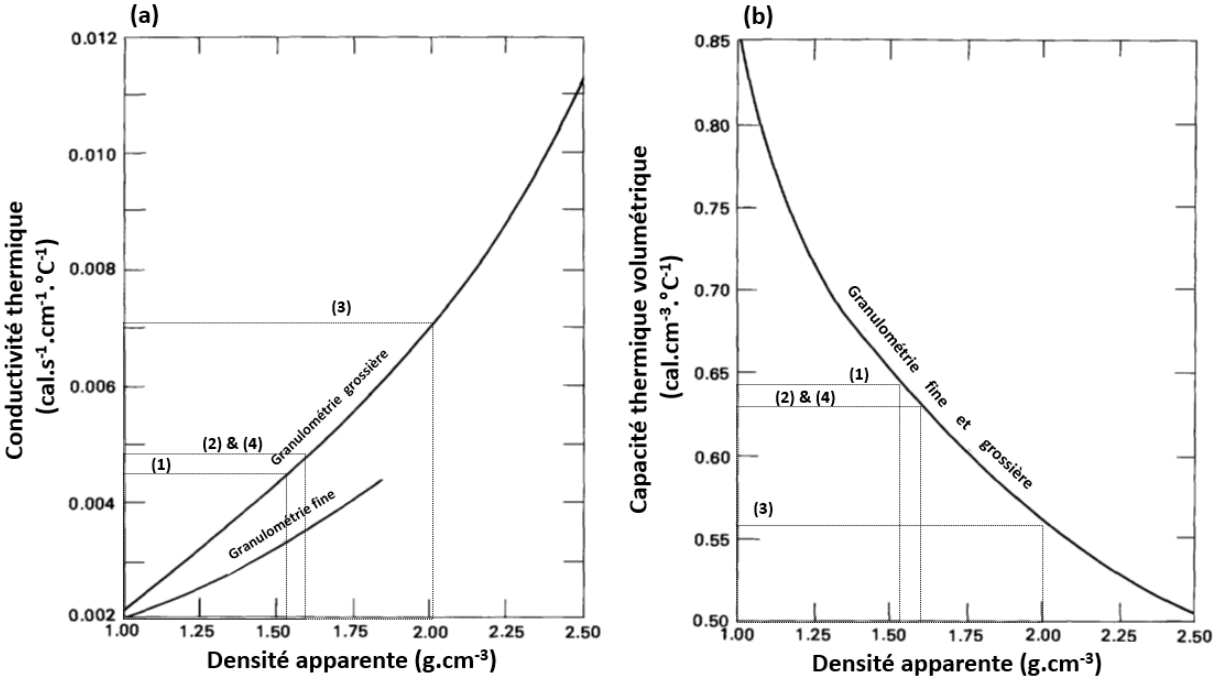


Figure 2-10. *Liens entre densité sèche apparente d'un sédiment et quelques paramètres thermiques utilisés pour la résolution de l'équation de la chaleur : (a) Conductivité thermique. (b) Capacité thermique volumique (modifié d'après Lapham (1989)). Les valeurs obtenues à partir des mesures de densité sont exposés comme suit : (1) zone humide, (2) bois, (3) prairie et (4) marais.*

Les paramètres thermiques ainsi obtenus ont permis le calcul de vitesses de flux entre les capteurs de cannes thermométriques situés à -5cm et 0cm. Ces cannes n'étant pas forcément situées dans des zones d'exfiltrations, les mêmes calculs de flux ont été répétés en substituant

les données de cannes à -5cm par celles de points le long de la fibre optique (z = -3cm) décrits comme des exfiltrations probables de nappe.

L'incertitude sur les mesures de flux a été obtenue par test de Monte-Carlo à 500 répétitions faisant varier les paramètres thermiques des sédiments. La fourchette de variation desdits paramètres est basée sur l'incertitude de la mesure de densité sèche apparente répercutée sur la Figure 2-10. Les vitesses obtenues sont décrites et discutées dans le Chapitre 4.

Calcul des flux verticaux dans la zone hyporhéique

En étudiant le **temps** que met un signal thermique (par exemple, un pic de température) à se propager dans le sédiment et son **atténuation** avec la distance, il est possible d'en déduire un sens et une **vitesse d'écoulement de l'eau**. Cette méthode de calcul des flux verticaux permet d'estimer finement les échanges nappe-rivière en **quelques points précis de la zone hyporhéique**. Basée sur l'équation de la chaleur en milieu poreux, elle nécessite une bonne connaissance des paramètres thermiques du sédiment.

Une **méthode hybride**, couplant calcul des flux verticaux et cartographie des exfiltrations par FO-DTS (voir section précédente), est proposée dans le chapitre 5 **où elle est** comparée à d'autres méthodes de quantification plus intégratives.

2.5. Méthodes intégratives de quantification

2.5.1. Jaugeage différentiel

Les débits du Petit Hermitage et du Vilqué, les cours d'eau instrumentés de la Zone Atelier Armorique, ont été mesurés plusieurs fois au cours de l'année de suivi par traçage au sel. Ces jaugeages ont permis de compléter la courbe de tarage existante afin de convertir les mesures de tirant d'eau effectués en continu en débit. Le traçage au sel, présentée par Calkins and Dunne (1970), se base sur la mesure de la conductivité électrique du cours d'eau au cours du temps. Un volume V_i d'eau salée dont on connait la conductivité électrique initiale $Cond_i$ est injecté dans le cours d'eau en un point donné. La conductivité électrique est suivie en aval de ce point d'injection à un pas de temps régulier *dt* (Fig. 2-11a). L'aire sous la courbe est ensuite extraite en sommant l'augmentation (aussi appelée dérivée) de la conductivité à chaque pas de temps (Fig. 2-11b). Une fois le pic de salinité enregistré, l'aire sous la courbe A_{cond}, permet de calculer le débit du cours d'eau Q_{sel} au moment de la mesure en utilisant l'équation suivante :

$$Q_{sel} = \frac{(Cond_i * V_i * 1000)}{(dt * A_{cond})} \quad (2.21)$$

A noter cependant que le point de suivi doit être suffisamment loin du point d'injection pour permettre un bon mélange de l'eau salée avec l'eau douce du cours d'eau. Le tronçon délimité par ces deux points doit être préférentiellement rectiligne pour empêcher toute rétention de l'eau salée dans une zone de faible vitesse (méandre, mouille, etc.). La distance au point d'injection et la vitesse apparente du cours d'eau détermine le pas de temps choisi pour le suivi : si la mesure est proche de l'injection (<10m par exemple) et/ou que la vitesse de l'eau est importante, le pas de temps, pour l'enregistrement de la conductivité électrique, doit être assez petit (1s par exemple). Cela permet une meilleure résolution du suivi de conductivité et une estimation plus précise de l'aire sous la courbe. Enfin, si plusieurs mesures sont faites sur plusieurs tronçons du même cours d'eau, il convient de commencer les mesures à l'aval en remontant vers l'amont.

Au cours de l'année de suivi sur le site de la Zone Atelier, une campagne de mesure des débits a été réalisée environ tous les deux mois. Trois tronçons ont ainsi été tracés régulièrement sur le Petit Hermitage: (i) sur la deuxième zone humide, juste après la confluence avec le Vilqué ; (ii) sur la prairie quelques dizaines de mètre avant la confluence et au niveau d'une station de jaugeage (Fig. 2-4) ; (iii) à l'amont du site instrumenté, dans la première zone humide, également proche d'une station de jaugeage. Une quatrième mesure a également été faite (iv) sur l'affluent (Vilqué), entre la confluence et la station de jaugeage qui y est assignée.

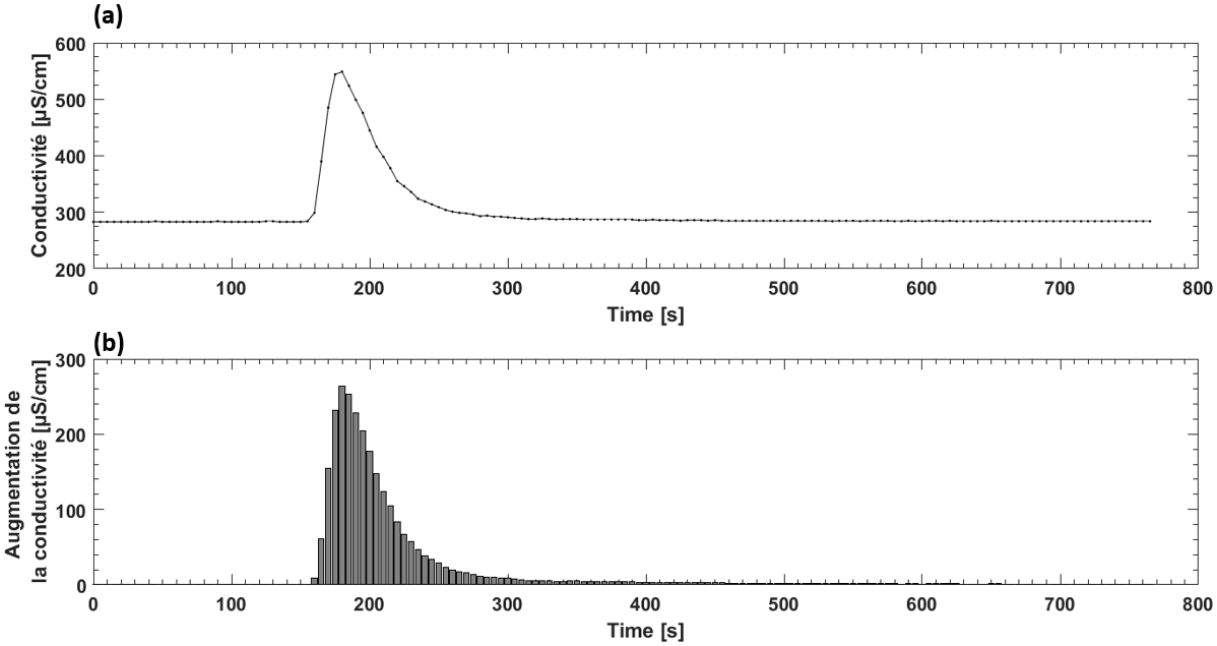


Figure 2-11. *Exemple d'évolution de la conductivité électrique dans un cours d'eau au cours du temps. Ici, le pas de temps utilisé est de 1s.*

Les mesures des débits ont permis de compléter les courbes de tarage existantes (Fig. 2-12). Le débit au niveau de ces stations a été calculé en utilisant les mesures de tirant d'eau réalisées, toutes les 5min (Fig. 2-4). La comparaison au cours du temps des débits entre la station la plus en amont (Fig. 2-4) et celle en aval (Fig.2-12 & 2-4) – séparées de 400m – est appelé jaugeage différentiel. Ce dernier a permis d'évaluer les pertes et gains de débit sur ce tronçon du Petit Hermitage au cours de l'année. Les résultats de ce jaugeage différentiel ont été comparés aux autres méthodes de quantification des échanges nappe-rivière dans le chapitre 5.

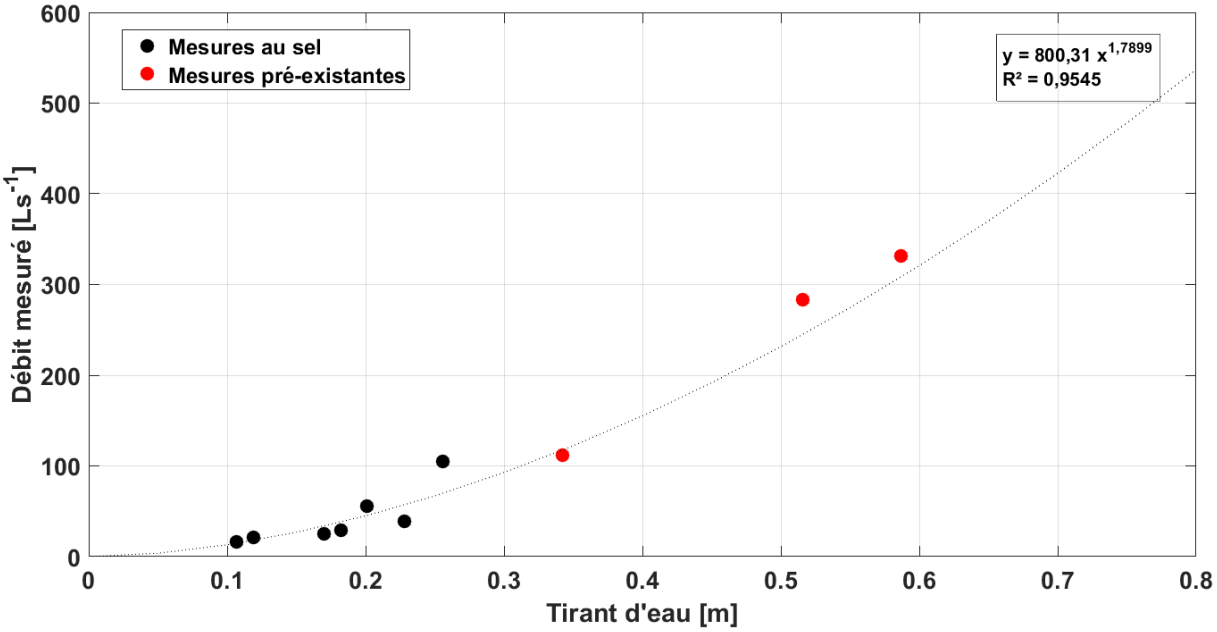


Figure 2-12. *Exemple de courbe de tarage obtenue dans la prairie, avant la confluence. Les débits affichés en noir sont le fruit de traçages au sel ; ceux en rouge sont issus de données antérieures à l'étude*

2.5.2. Etude de la relation entre la température de l'air et celle de la rivière

Une autre méthode de quantification, thermique celle-là, a été proposée en 2006 par O'Driscoll et DeWalle (O'Driscoll and DeWalle, 2006). Suite à des suivis de longue durée (typiquement quelques années), il s'agit de relier la température de l'air T_{air} sur site à la température moyenne hebdomadaire du cours d'eau T_{sw}. Le tracé de cette relation au cours des mois ou années donne un nuage de points qui suit une tendance plus ou moins linéaire. Le principe sous-jacent à la méthode stipule qu'un cours d'eau classique, principalement influencé par l'atmosphère (voir section 1.1.3), aura une pente proche de 1 : $T_{sw} \approx T_{air}$ (Fig. 2-13 : nuage de point noirs/droite rouge). A l'inverse, une rivière ou une section de rivière davantage influencée par la nappe verra une T_{sw} moins variable dans le temps, avec moins d'amplitude. Cela se traduit par un nuage de points plus compact avec une pente plus faible qui tend vers 0 : T_{sw} est tamponnée par la température de la nappe T_{gw}. D'après cette méthodologie, la pente est donc fonction du pourcentage d'eau souterraine participant à la température de surface. L'ordonnée à l'origine, quant à elle, serait plutôt fonction de la température initiale de la nappe. Ce comportement est intimement lié au principe de conservation de la masse et de l'énergie présenté par l'équation (2.7). Plus le débit venant de la nappe est élevé, plus T_{sw} tend vers T_{gw} et sera donc moins variable dans le temps (à l'instar de T_{gw}). Et si T_{gw} est élevé, plus T_{sw} sera en moyenne élevé.

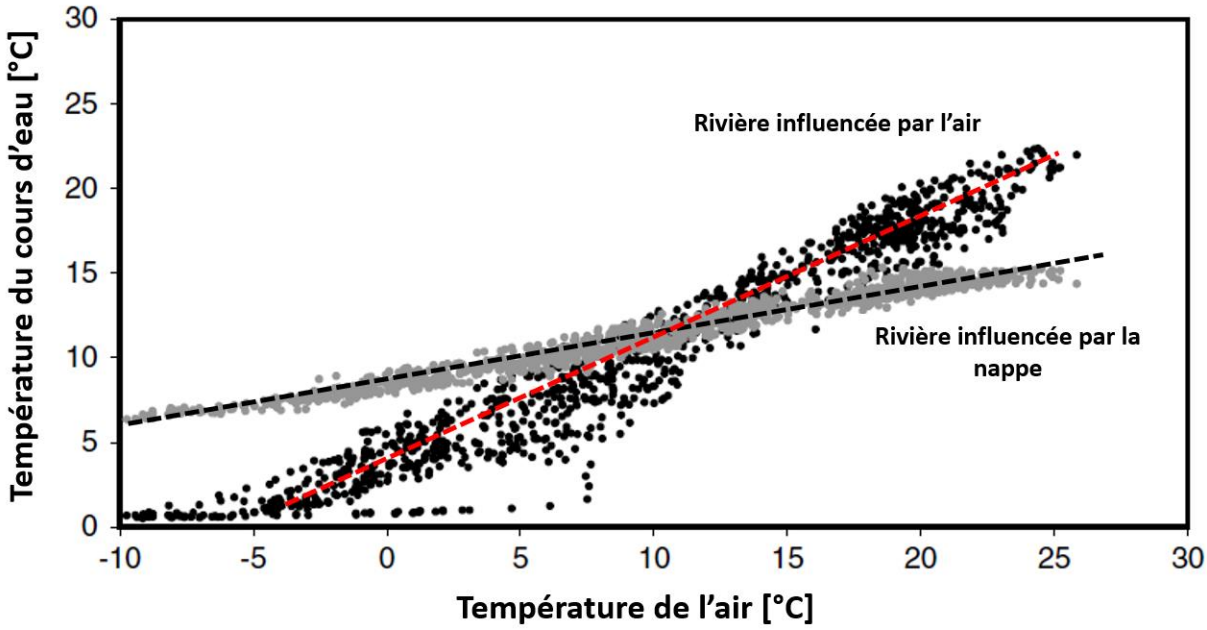


Figure 2-13. *Changement de la relation entre température hebdomadaire de l'air et température hebdomadaire de la rivière selon l'influence de la nappe. L'exemple présenté ici court sur plusieurs années et décrit deux cours d'eau voisins (modifié d'après O'Driscoll et DeWalle, (2006)).*

Une fois décrite cette relation T_{air}-T_{sw} pour un tronçon de rivière, O'Driscoll et DeWalle proposent de les comparer à des relations similaires qui seraient simulées pour des fractions d'eau souterraine connues. Il s'agit alors de calculer une température de rivière simulée à partir des données terrain disponibles, en se basant sur l'équation (2.7) :

$$T_{dnsim(t)} = \left[\left(1 - \frac{Q_{gw}}{Q_{dn}}\right) \times T_{up(t)}\right] + \left[\frac{Q_{gw}}{Q_{dn}} \times \overline{T_{gw}}\right] \qquad (2.22)$$

Où T_{dnsim} est la température simulée dans la rivière à chaque pas de temps *t* après mélange entre eau souterraine et eau venant de l'amont. T_{up} désigne la température moyenne du cours d'eau à l'amont, dans une section clairement influencée par l'atmosphère. Pour chaque fraction $\frac{Q_{gw}}{Q_{dn}}$ choisie (typiquement tous les 10%), une série de T_{dnsim} est obtenue et permet d'extraire une pente et une ordonnée à l'origine. Cette relation pente-ordonnée selon la participation simulée de la nappe peut ensuite être tracée (Fig. 2-14). Ensuite, la projection de relations pente-ordonnée réelles, calculées à partir de véritables biefs, sur cette droite permet d'estimer la participation de la nappe dans ceux-ci.

A noter toutefois que cette estimation de la participation n'est pas absolue. En effet, le 0% de référence exposé ici résulte en fait d'une section préalablement désignée comme influencée par l'atmosphère (Eq. 2.22). De fait, il s'agit davantage d'une comparaison à une référence plutôt qu'une réelle quantification. De plus, cette comparaison n'est possible qu'entre sections d'une même rivière ou d'un système hydrologique peu étendu. La méthode reposant notamment sur une certaine température de nappe T_{gw} (voir Eq. 2.22), si la température de celle-ci varie sensiblement dans l'espace, les estimations s'en retrouveront faussées : la relation T_{air}-T_{sw} (Fig. 2-13) pourrait opérer une translation (vers le haut en cas de T_{gw} plus élevée ou vers le bas en cas T_{gw} plus basse) et changer ainsi l'ordonnée à l'origine. De même, certains paramètres géomorphologiques des rivières ou sections de rivière étudiées doivent être comparables. En effet, la pente et la relation présentée dans la Figure 2-14 dépendent du pourcentage d'eau de

nappe dans l'eau de la rivière, mais d'autres paramètres impactent également la réponse de T_{sw}. La morphologie du cours d'eau (plus ou moins large, méandreux, pentu, etc.) joue également sur la vitesse à laquelle T_{sw} se rééquilibre avec T_{air} : à pourcentage équivalent d'exfiltrations de nappe, un cours d'eau large et turbulent suivra bien plus T_{air} qu'un autre plus étroit et plus court qui présentera moins de surface d'échange avec l'atmosphère et moins longtemps. La pente de la relation pourrait donc s'en retrouver modifiée.

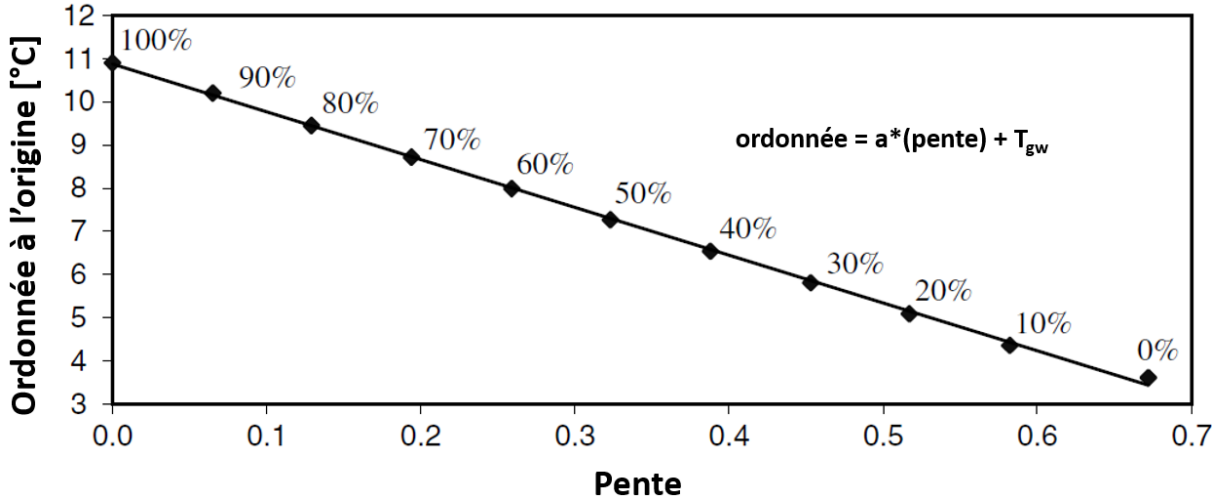


Figure 2-14. *Lien entre pente et ordonnée à l'origine selon le pourcentage d'exfiltrations de nappe pour une certaine relation T_{air} et T_{dnsim} (Fig. 2-13) (modifié d'après O'Driscoll et DeWalle, 2006).*

Quantification des exfiltrations de nappe dans la rivière

Outre les méthodes thermiques par FO-DTS ou dérivées, **deux autres méthodes de quantification** des échanges nappe-rivière ont été utilisées sur le site de Pleine-Fougères.

La première a consisté à obtenir les débits à l'amont et à l'aval d'un tronçon de 400m du Petit Hermitage par traçage au sel, ce qui a permis de compléter les courbes de tarage. La **différence entre amont et aval** a permis une **estimation globale des échanges entre nappe et rivière (pertes et gains)** sur le tronçon (**Chapitre 5**).

La deuxième méthode étudie elle-aussi la relation entre **températures de l'air et de la rivière** sur un tronçon ou un point donné, mais au cours de **plusieurs mois ou années**. La relation, globalement linéaire à l'échelle de l'année, aura une pente proche de 1 si aucune exfiltration n'affecte visiblement le tronçon. A l'inverse, en cas d'exfiltrations marquées, la pente aura tendance à diminuer. Enfin, en **comparant à un tronçon ou point de référence** (supposé affranchi de toute influence de nappe) il est possible d'estimer ces exfiltrations.

Chapitre 3.

Effet du régime d’écoulement sur la quantification d’exfiltrations de nappe: expériences et simulations en canal contrôlé

3.1. Introduction

La mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) est utilisée depuis une dizaine d'années en hydrologie, notamment pour caractériser les échanges nappe-rivière. Les premières études, menées par Selker et al. (2006b); (2006c) ont soulevé le potentiel de cette technique pour localiser, puis quantifier les arrivées de nappe en rivière. Basée sur un modèle de mélange tiré de la séparation d'hydrogramme (Genereux, 1998; Kobayashi, 1985), la méthode qu'ils proposent suppose plusieurs prémices pour bien fonctionner. La première suppose un mélange parfait des deux eaux (souterraine et de surface) assuré par les turbulences de l'écoulement en rivière. La seconde admet une conservation stricte de la masse (ou du volume, ici) et de l'énergie : aucune perte ou gain de volume, ni de chaleur n'a lieu au cours du mélange entre les eaux et lors de la mesure. Malgré une fluctuation inévitable de l'énergie au cours du temps, celle-ci se révèle généralement négligeable sur le terrain. Par conséquent, la méthode donne généralement de bonnes estimations des flux souterrains ; à condition que ceux-ci soient assez importants pour modifier la température du cours d'eau une fois le mélange opéré. Or, depuis 2006, la mesure par fibre optique a gagné en précision. Des études plus récentes, reprenant la méthode proposée par Selker, ont ainsi estimé pouvoir détecter des exfiltrations de nappe représentant seulement 2% du débit total d'un cours d'eau (Lauer et al., 2013), voire 1% en laboratoire (Roshan et al., 2014).

La première phase de cette thèse a eu pour objectif de déterminer si cette méthode était **aussi précise en cas d'écoulements laminaires** ; supposant donc un **mélange moins efficace** et des temps caractéristiques plus longs susceptibles d'occasionner des **pertes d'énergie**.

Un premier set d'expériences a été réalisé en juin 2016 dans un canal hydraulique contrôlé : plusieurs injections d'eau chaude ont été opérées depuis le fond du canal afin de mimer des exfiltrations de nappe. Plusieurs débits ont été testés, sous différents régimes d'écoulement dans le canal. Ces injections ont été suivies par le déploiement d'un câble de fibre optique dans le canal et de quelques capteurs indépendants. Les résultats obtenus au cours de ces expérimentations ont ensuite été utilisés pour calibrer un modèle mixant écoulements de fluides et équation de la chaleur (HEC-RAS). Ce modèle, unidimensionnel, a ensuite servi à réaliser une batterie de simulations pour tester des gammes de débit et de température inaccessibles en expérimentations.

Les résultats obtenus ont donné lieu à la rédaction de l'article ci-dessous, actuellement en révision finale dans *Water Ressources Research*.

3.2. Article 1. Experimental and numerical investigation of free surface flow regime effect on warm water inflows detection threshold

LE LAY H., THOMAS Z., BOUR O., ROUAULT F., PICHELIN P. AND MOATAR F.

Accepted - Under final review in: Water Ressources Research

Abstract

Heat has been used as a tracer to identify and quantify groundwater inflows into streams. Over the last decade, a few methods have used fiber-optic distributed temperature sensing (FO-DTS) to facilitate assessment of such inflows into small streams. However, these methods focused mainly on the groundwater percentage and the thermal contrast between groundwater and surface water without considering the flow regime of the surface water. In this study, artificial

water inflows into a controlled flume were examined using FO-DTS to quantify the thermal anomalies induced as a function of the flow regime (turbulent or laminar). Computer simulations were then performed to widen the range of the parameters tested and provide insight into the physical processes involved. Experiments conducted under the turbulent regime were in accordance with results and uncertainties of previous studies. Under the laminar regime, however, the inflow-induced thermal anomalies were always smaller than those under the turbulent regime for a given inflow percentage. Therefore, the actual inflow percentage may be underestimated when using a classic method under a laminar regime.

Introduction

Over the past few years, greater importance has been placed on quantifying groundwater inflows into streams due to their effects on stream flow and quality. Hyporheic exchanges between streams and groundwater are typically considered to be key controls on the biogeochemical processes within stream networks (Fox et al., 2016; Zarnetske et al., 2011). Concentrated point-source groundwater discharges, however, are easier to assess and are essential for the water balance and ecological functions of small streams (Lowry et al., 2007; Selker et al., 2006a; Westhoff et al., 2011). Locations of concentrated groundwater inflows, which are generally related to subsurface heterogeneities as well as open faults and artificial agricultural drains, are fundamental for fish reproduction (Dugdale et al., 2013; Ebersole et al., 2003; Geist et al., 2002), denitrification processes (Krause et al., 2013) and biogeochemical hot-spots in riparian zones (Conant, 2004; Vidon et al., 2010). Hence, locating and quantifying groundwater inflows into streams is of great importance for optimal management of stream water and groundwater (Smith et al., 2008).

Temperature has been used for many years as an effective proxy for hydrological processes (Anderson, 2005; Conant, 2004; Constantz, 1998). Fiber-optic distributed temperature sensing (FO-DTS) has been used successfully over the last decade to locate and quantify localized groundwater inflows (Briggs et al., 2012; Selker et al., 2006a; Tyler et al., 2009). FO-DTS allows for continuous acquisition of measurements over both time and space along a cable embedded within a streambed or within the water column. Depending on the integration time and cable deployment of the system configuration, FO-DTS can estimate temperature with high accuracy in temperature (down to 0.01°C) and has impressive spatial resolution (down to 0.25 m using the most recent monitoring systems). Since groundwater temperature is much more stable over time than that of surface water (Constantz, 2008), spots of groundwater upwelling can be detected by studying the spatio-temporal temperature variability along a fiber-optic cable during an entire diurnal or annual cycle (Henderson et al., 2009; Matheswaran et al., 2015; Mwakanyamale et al., 2012). Thus, groundwater inflows can be distinguished from other potential causes for thermal heterogeneities within a stream such as hydromorphology (Dugdale et al., 2015) or vegetation shading. Excellent results have been obtained when punctual measurements were acquired during the peak contrast between surface water and groundwater temperatures (i.e., in the dawn or afternoon during the winter or summer) (Hare et al., 2015; Selker et al., 2006b).

Certain metrics take advantage of FO-DTS characteristics to quantify localized groundwater inflows. The temporal lag between two cables embedded at different depths within an artificial flume streambed has been used in conjunction with heat transport equations to calculate vertical flow velocity and discharge through sediments (Mamer and Lowry, 2013). The same approach can be used with thermal lances, which measure water temperature in a streambed at different depths (Briggs et al., 2012; Gonzalez-Pinzon et al., 2015), although this approach requires prior knowledge of groundwater inflow locations. The amplitude of the temperature difference between a groundwater-influenced section and an upstream section

obtained by embedding a fiber-optic cable at a single, unique shallow depth or by simply placing the cable atop a streambed can also be used to estimate groundwater inflow (Selker and Selker, 2014). This particular method requires coupling an FO-DTS system with stream discharge measurements and independent temperature measurements of the groundwater itself (Selker et al., 2006a; Westhoff et al., 2011; Westhoff et al., 2007). Moreover, it assumes complete mixing of the two types of water without any heat loss. Despite this simplification, the results acquired using this approach are compatible with methods that use chemical tracers such as radon (Briggs et al., 2012). Lauer et al. (2013) showed that an artificial inflow percentage as low as 2% of the upstream discharge remains detectable via FO-DTS using this method; the corresponding uncertainties ranged from 9-22% when the thermal anomalies were well above the accuracy of the FO-DTS system (0.04 °C according to the manufacturer and 0.24 °C after manual verification). This inflow percentage is of great importance for the detectability of thermal anomalies. Additionally, the thermal contrast ΔT between the injected water and stream water was found to be the main contributor to the amplitude of these thermal anomalies. However, the experiments of Lauer et al. (2013) were conducted in a small natural stream with only two or three stream discharge measurements (primarily 1.3 L s^{-1}, with an additional 6.5 or 7.1 L s^{-1}) to obtain the range of inflow percentages. Their study revealed substantial temperature differences between anomalies that depended upon stream discharge, and these differences were assigned to uncertainties produced by a low signal-to-noise ratio; however, other parameters such as the flow regime could explain some of the differences in these anomalies.

Our research aimed to determine whether methods that assume perfect mixing of water with no heat loss are always relevant for quantifying focused groundwater inflows under different flow regimes. To do so, we quantified a thermal anomaly along a flume caused by a warm inflow. Three variables were tested:

(i) flow regime as a function of stream discharge Q and the relevant Reynolds number;

(ii) inflow percentage P, defined as the percentage of total stream discharge Q_T that is inflow downstream of the inflow point; and

(iii) thermal contrast ΔT between flume water and the injected inflow.

To assess and distinguish the influence of each variable on quantification of the thermal anomaly, we first performed point injection experiments within a hydraulic flume monitored with FO-DTS. The results of these experiments were then used to calibrate a 1D heat-transport model. This model allowed wider ranges of variables to be explored under steady-state conditions to understand the key processes involved.

Materials and Methods

2.1. Flume experiments and data collection

Flume experiments consisted of artificial injections of warm water into a 22 m long flume with controlled free-surface flow. The flume is made of concrete and embedded into the ground. Located outdoors, the flume has a trapezoidal cross-section with a basal width of 0.45 m, an upper width of 0.85 m and a depth of 0.40 m (Fig. 1). The longitudinal slope of the flume is 0.01%. The upstream flume discharge Q was regulated using a gate valve. Discharge was measured manually using a built-in Parshall system and a ruler before and after each injection test. The water stage was set to a minimum of 0.20 m using a weir located downstream, and it was occasionally measured with a ruler both 1 m and 12 m away from the injection point. These experiments were performed on 6-7 June 2016 under sunny conditions; thus, the temperature difference between flume water and the air was ca. 9-10 °C. We considered the concrete flume's temperature to be constant during experiments due to its embedded nature and

the relatively deep depth of the flowing water. Other meteorological conditions such as wind velocity, cloudiness, relative humidity and shortwave radiation were obtained from the nearest Meteo France weather station (6 km away), recording on an hourly basis. Unfortunately, measuring longwave radiation from the surrounding environment was not possible at the time.

Warm water was injected at a specific location to imitate a hypothetical focused groundwater inflow. To do so, we used an MP1 pump (Grundfos Ltd., Denmark) connected to a tank of 1 m^3 filled with warm water (ΔT between tank and flume waters was 2.8-3.3 °C). The warm water was injected through a screened hose loop placed at the bottom of the flume 3 m downstream from the Parshall system, where the flow was considered undisturbed by the slope break. The thermal contrast ΔT between flume and tank waters was maintained by manually adding hot water into the tank. Tank water was injected only after thoroughly mixing it with a stick. Handheld temperature measurements inside the tank using a PT100 sensor (accuracy of 0.15 °C) allowed us to ensure that the injected water temperature remained constant. An independent RBRsolo temperature logger (RBR Ltd., Kanata, Ontario, Canada; accuracy of 0.002 °C) was placed at the bottom of the tank to monitor the injected water over time. The ΔT of each experiment was obtained by comparing the temperature from this RBRsolo logger to the temperature upstream of the injection point provided by the FO-DTS system. Note that no cold water injections were performed because of the difficulty in maintaining the temperature of a cold bath of such volume constant for such a duration.

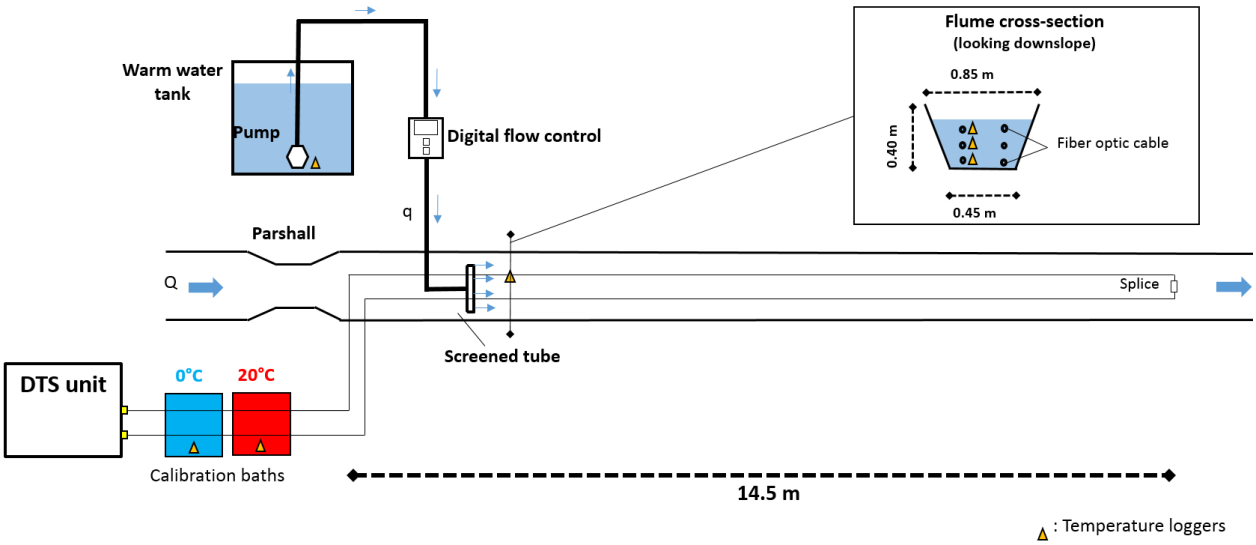


Figure 1. *Experimental design used for the injection of warm water along a concrete flume. Injections were performed through a tube connected to the warm water tank using a pump. The fiber-optic distributed temperature sensing (FO-DTS) system was deployed at three depths and two lines with a double-ended setup, resulting in six measuring sections of cable. Two calibration baths were used to adjust the FO-DTS data, and highly accurate RBRsolo temperature loggers were used to monitor the bath temperatures and validate FO-DTS measurements in the flume.*

Because the injection pump allowed only a small range of inflow discharges q, flume discharges Q were chosen to ensure that the inflow percentage $P = \frac{q}{q+Q} \times 100$ ranged from a few percent to 50%. Q was also selected as a function of the limited ability of the gate valve to constrain the flow precisely. Of the 12 experiments performed, ten were successful, with values of P ranging from 4-41% at two discharge rates (Q = 3.6 and 0.8 L s^{-1}) and six values of q ranging from 0.16-0.57 L s^{-1}. Two of the 12 experiments (Q = 0.8 L s^{-1}) failed due to non-constant flume discharges. Experiments with Q = 3.6 L s^{-1} lasted 12-18 min, while those with

0.8 L s^{-1} lasted 18-22 min. This duration was chosen to ensure that injection reached a steady state, or at least a quasi-steady state. Indeed, since the tank had a relatively small volume (1 m^3), the duration of injection had to remain relatively short.

For all experiments, flume water temperature was monitored over 14.75 m by FO-DTS, using a 10 mm wide fiber-optic cable with Kevlar protection and black polyamide jacket (Silixa Ltd.) deployed along the flume. Due to its thickness and construction, the cable was suspected to have thermal inertia too high to be able to monitor short-term hydrological processes. Preliminary comparisons of FO-DTS and the RBRsolo loggers, however, showed that the cable was able to monitor relatively short-term processes (< 30 s) such as our punctual warm injections. To prevent detection problems, injection experiments were designed to last as long as possible. The initial length of the cable was 470 m, but only the last 250 m were deployed in the flume. To explore the spatial variability of temperature along the water stage and flume length, the cable was intertwined at three different stages (heights of 0, 8 and 19 cm from the bottom) and placed at two width positions along the flume (Fig. 1). Stainless-steel frames anchored to the banks every 2 m allowed the cables to be straightened along the flume. The FO-DTS unit (Ultima-XT, Silixa Ltd.) was used in a double-ended duplexed configuration (van de Giesen et al., 2012), with a 20 s initial integration time and spatial sampling of 25 cm, for a final spatial resolution of 50-75 cm. The integration time was a trade-off between injection timing, the thermal inertia of the cable and the accuracy of the measurements achieved.

Cold and warm calibration baths were placed before the flume (Fig. 1), approximately in the middle of the total length of cable. The cold bath was a mixture of ice and water, while two aquarium heaters maintained the warm bath. Two bubblers in each bath mixed them. These baths were monitored simultaneously by PT100 probes integrated into the FO-DTS unit (Silixa Ltd., Elstree, UK; accuracy of 0.1 °C) and by independent RBRsolo temperature loggers. Because of their difference in accuracy, two calibrations were attempted. One was performed directly by the FO-DTS unit using its PT100 probes, while the other was based on van de Giesen et al. (2012) and Hausner et al. (2011) using the RBRsolo loggers. No validation bath was used, but three additional RBRsolo loggers were installed in the flume for validation purposes, 0.5 m downstream of the injection point and at each stage (0, 8 and 19 cm) (Fig. 1). These three RBRsolo loggers were attached to the left portion of the fiber optic cable. The quality of the calibration of FO-DTS measurements was assessed using mean bias and root mean square error (RMSE) (Table 1). Since this quality depends on external conditions (e.g. air temperature, bends in the cable), these metrics were calculated for each experiment. Overall, manual calibration gave better results than the manufacturer's calibration (RMSE = 0.113-0.197 °C and 0.175-0.389 °C, respectively). The uncertainty in each experiment's measurements was based on the manual RMSE calculated for it.

Table 1. Calibration and validation metrics using manufacturer (Mf.) and manual calibration (Ml.) for the ten experiments performed, with integration time of 20 s and spatial resolution of 75 cm. *P* = percentage of total discharge that is inflow, *Q* = flume discharge (L s^{-1}), *q* = inflow discharge (L s^{-1}), MB = mean bias (°C), RMSE = root mean square error (°C).

			Calibration metrics: baths				**Calibration metrics: flume**			
EXPERIMENT			**MB (°C)**		**RMSE (°C)**		**MB (°C)**		**RMSE (°C)**	
P	***Q* (L s^{-1})**	***q* (L s^{-1})**	Mf.	Ml.	Mf.	Ml.	Mf.	Ml.	Mf.	Ml.
4%	3.6	0.16	0.152	3.6e-05	0.211	0.059	0.190	0.150	0.190	0.150
6%	3.6	0.24	0.209	3.4e-05	0.234	0.057	0.284	0.112	0.284	0.113
8%	3.6	0.32	0.198	3.5e-05	0.225	0.057	0.231	0.153	0.231	0.156

10%	3.6	0.41	0.143	3.4e-05	0.215	0.058	0.215	0.120	0.215	0.123
12%	3.6	0.49	0.176	3.3e-05	0.211	0.058	0.175	0.198	0.175	0.197
14%	3.6	0.57	0.160	3.4e-05	0.201	0.058	0.201	0.134	0.201	0.134
17%	0.8	0.16	0.160	3.3e-05	0.198	0.059	0.269	0.064	0.269	0.143
29%	0.8	0.32	0.164	3.2e-05	0.197	0.058	0.357	0.014	0.357	0.131
38%	0.8	0.49	0.175	3.2e-05	0.201	0.059	0.389	0.032	0.389	0.153
42%	0.8	0.57	0.159	3.2e-05	0.186	0.059	0.347	0.029	0.347	0.147
		Mean	**0.266**	**3.3e-05**	**0.208**	**0.058**	**0.266**	**0.100**	**0.266**	**0.145**

2.2. Computer simulations based on experiments

Computer simulations were performed to efficiently compare the influence of different flow regimes on thermal anomaly amplitudes, due to simulation's ability to finely control variables. If the flow regime caused differences in thermal anomalies, computer simulations would help understand the fine-scale physics governing the processes. These simulations allowed clear steady-state conditions to be assessed. Simulations were performed using the 1D version of HEC-RAS 5.0 (U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California, USA). To use a 1D model based on 3D experiments, we assumed that mixing in the flume was very good and, thus, that flume temperature was not stratified. We first calibrated the model using results of four (out of ten) experiments (P = 8%, 10%, 38% and 41%), using their measurements as boundary conditions. These simulation results were then compared to the corresponding experiments. Once the model was calibrated, we constructed new simulations with constant thermal parameters and longer injections.

HEC-RAS was initially developed as a hydraulic modeling system based on Saint-Venant dynamic flow equations to which was added a water quality modeling extension (Drake et al., 2010). The latter allowed us to resolve the advection-dispersion equation under 1D free flow coupled to an energy budget, the whole of which was applied to each cell (i.e. cross section) of the modeled flume at multiple time-steps. The energy budget determines whether a given cell is losing (sink) or gaining heat (source) depending on the weather conditions and water temperature and volume. It can be written using equations of Drake et al. (2010):

$$H = \frac{q_{net}}{\rho_w C_{pw}} \frac{S_{surf}}{V} \quad (1)$$

where H is the heat source (or sink) term (°C.s^{-1}), q_{net} is net heat flux at the air-water interface (W.m^{-2}), ρ_w is the water's density (kg.m^{-3}), C_{pw} is the water's specific heat (J.kg^{-1}.°C^{-1}), S_{surf} is the air-water surface area (m^2), and V is the volume of the cross-section (m^3).

The net heat flux q_{net} itself is derived from a heat budget:

$$q_{net} = q_{sw} + q_{atm} - q_b + q_h - q_l \quad (2)$$

where q_{sw} is solar shortwave radiation (W.m^{-2}), q_{atm} is atmospheric incident longwave radiation (W.m^{-2}), q_b is back longwave radiation (W.m^{-2}), q_h is sensible heat (W.m^{-2}), and q_l is latent heat (W.m^{-2}). These parameters are calculated from input data provided by the model user such as cloudiness, air temperature, water temperature, atmospheric pressure and wind speed.

The quantity of energy entering (or exiting) a cross-section at each time-step is calculated using the explicit numerical method of Leonard (1991) to solve the following equation:

$$V^{n+1}\phi^{n+1} = V^n\phi^n + \Delta t\left[Q_{up}\phi^*_{up} - Q_{dn}\phi^*_{dn} + D_{dn}S_{dn}\frac{\delta\phi^*}{\delta X_{dn}} - D_{up}S_{up}\frac{\delta\phi^*}{\delta X_{up}}\right] + \Delta tH \quad (3)$$

where, respectively, $V^{n+1}$and V^n are cross-sectional water volumes at the next and current time-steps (m^3), and ϕ^{n+1} and ϕ^n are heat concentrations at the next and current time-steps (°C.m^{-3}). Respectively, ϕ^*_{up} and ϕ^*_{dn} are heat concentrations at upstream and downstream cross-sections (°C.m^{-3}), and $\frac{\delta\phi^*}{\delta X_{up}}$ and $\frac{\delta\phi^*}{\delta X_{dn}}$ are derivatives of upstream and downstream cross-sections (°C.m^{-4}). Respectively, D_{up} and D_{dn} are dispersion coefficients at upstream and downstream cross-sections ($m^2.s^{-1}$), Q_{up} and Q_{dn} are upstream and downstream flow rates ($m^3.s^{-1}$), S_{up} and S_{dn} are upstream and downstream wet areas (m^2), and H is the cross-sectional energy budget term (°C.s^{-1}) calculated from Eq. 1 and 2.

The geometry of the modeled flume was based on characteristics of the experimental flume: a longitudinal profile of 14.75 m and a trapezoidal cross-section. A broad-crested weir geometrically similar to the one used for experiments was added at the end of the modeled flume. The Manning coefficient was set to 0.012 $s.m^{1/3}$, close to literature values for concrete. A mesh size of 25 cm and a 20 s simulation time-step were chosen to match experimental conditions and the FO-DTS configuration. Since no medium (sand or gravel) was used to buffer the warm injection during experiments, we described the modeled injection as lateral inflow rather than groundwater inflow. This simplification of the inflow was possible because of the 1D approach. The lateral inflow was set 2 m from the upstream boundary. Meteorological parameters such as cloudiness, atmospheric pressure and wind speed came from the same Meteo France weather station mentioned for experiments. Air temperature came from on-site measurements. Ultimately, the model was adjusted to match the experimental results (Fig. 3) by manually changing the dispersion coefficient: it was finally set to 0.025 $m^2 s^{-1}$ and considered constant along the flume.

Once the model was adjusted, a set of new simulations was created to explore more variables and their effects on downstream temperature. First, three thermal contrasts ΔT between injected water and flume water (ΔT = 0.5 , 2 and 4 °C) were modeled. Then, for each ΔT, the effect of five flow regimes was explored by changing the upstream flume discharge Q (1, 5, 10, 20 and 30 L s^{-1}). Finally, for each Q, six fixed inflow percentages P were tested: 5%, 9%, 17%, 23%, 29% and 33% of the total discharge $Q_T = Q+q$. In the end, 90 simulations were performed ($3\Delta T \times 5Q \times 6P$).

Simulations were set up as follows: (i) free flow with no injection for 3 min, then (ii) injection of warm water for 90 min to ensure that a steady state was reached, even at the lowest discharges. Since flow boundary conditions required a downstream water stage that matched the upstream discharge, each discharge Q tested (1, 5, 10, 20 and 30 L s^{-1}) was associated with a respective water stage (2, 4, 6, 10 and 13 cm), roughly estimated from direct measurements (made with a ruler) in the flume, downstream of the weir. Concerning the heat transport module (aka "water quality"), no thermal boundary condition was set downstream since previous tests showed no real effect on the results. Nonetheless, to our knowledge, the HEC-RAS water quality module does not allow the heat budget at the air-water interface to be turned off, adding unwanted input and outputs to the model. In the absence of relevant meteorological data to limit these atmospheric exchanges, we used our mean experimental values. Thus, wind velocity,

shortwave radiation, cloudiness index, atmospheric pressure and humidity were set at the following constant values: 2 $m.s^{-1}$, 200 $W.m^{-2}$, 0.5, 1013 hPa (mbar) and 60%, respectively. In an attempt to limit sensible heat exchanges, the initial temperature along the flume, as well as the upstream thermal boundary conditions and the air temperature, were all set to 15 °C. Manning and dispersion coefficients were indexed on the previous experimental calibration (i.e. 0.012 $s.m^{1/3}$ and 0.025 $m^2.s^{-1}$, respectively).

2.3. Data processing

The mean thermal anomaly *A* caused by the warm inflow was quantified using the same approach for experiments and simulations (Fig. 2). Since the experiments were 3D, experimental data from the six sections of fiber-optic cable (Fig. 1) were averaged into a single dataset before the quantification itself. The data were averaged because small thermal differences were observed between each section of cable under turbulent flow (mean standard deviation SD = 0.07 °C). Under laminar flow, the mean SD for the six sections of cable was slightly higher (0.13 °C) because the shallower data (SD = 0.09 °C excluding the data at 19 cm) was influenced by direct solar radiation on the black cable (Neilson et al., 2010). For each experiment, however, the SD remained smaller than the uncertainty in the FO-DTS measurements (Table 1, RMSE), making it difficult to assess any stratification. For convenience, we assumed that the mixing was good and the stratification limited enough to allow the data to be averaged into a single dataset. Averaging the experimental data also simplified comparison of experiments and simulations.

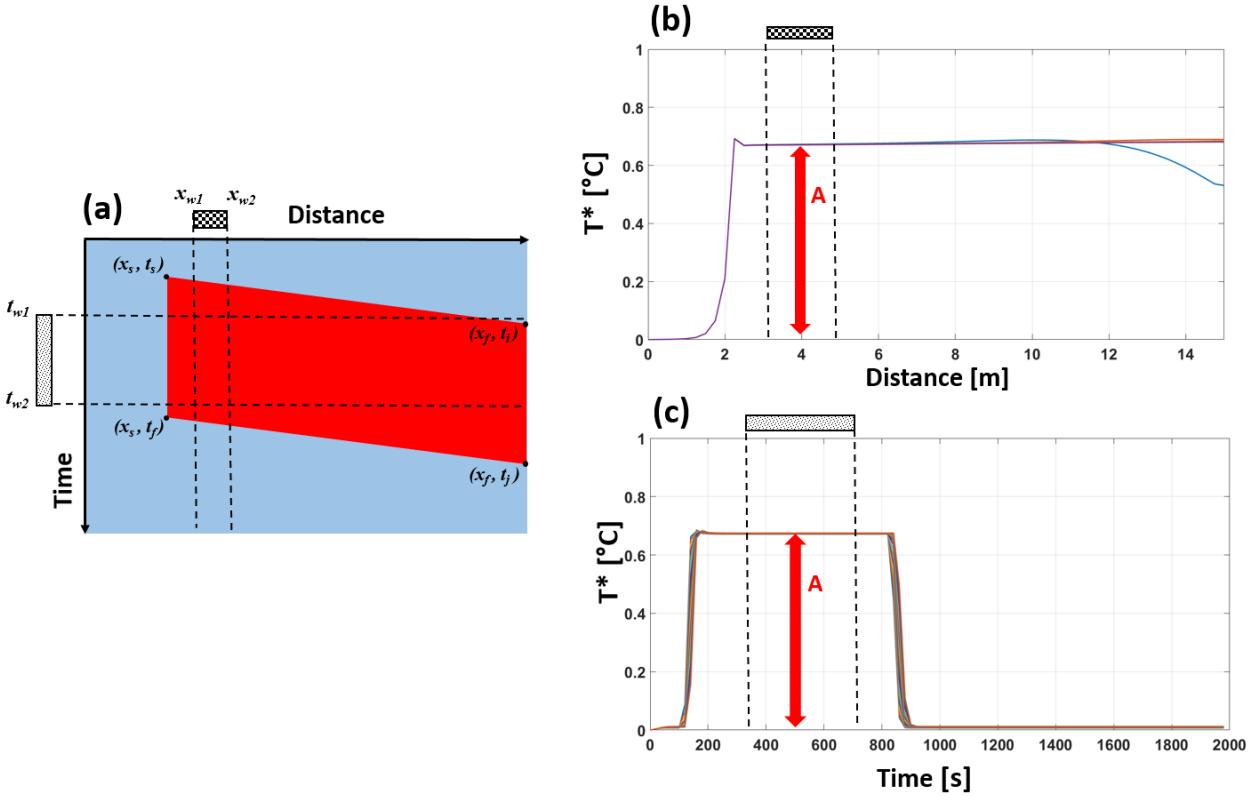


Figure 2. *Conceptual diagram of the data processing method. (a) Diagram of the spatio-temporal data obtained using the FO-DTS system with starting (x_s, t_s) and ending (x_s, t_f) injection points. A spatio-temporal window of interest delimited by a spatial range [x_{w1}:x_{w2}] and a temporal range [t_{w1}:t_{w2}] is determined. (b) Scaled temperature – or thermal anomaly T* – along the flume within the temporal window of interest [t_{w1}:t_{w2}]. The dashed lines show the spatial window [x_{w1}:x_{w2}] from which the mean thermal anomaly A is calculated. (c) Temporal*

evolution of thermal anomalies between the two cross-sections of interest [x_{w1}:x_{w2}]. The dashed lines represent the temporal window [t_{w1}:t_{w2}] from which the thermal anomaly A is calculated.

First, for both experiments and simulations, at each time-step, the temperature along the flume was scaled to the upstream water temperature to convert temperature into increases in temperature (i.e. thermal anomalies T^*). Second, we quantified the mean thermal anomaly A caused by the warm inflow by averaging the T^* signal in a spatio-temporal window of interest (Fig. 2). In space, this window was 1 m long and located 1 m downstream from the injection point. This location in the first part of the flume was chosen to prevent effects of atmospheric warming along the flume length (Fig. 3). This spatial window was the same for both experiments and simulations. In time, the window was set to last 3 min for both experiments and simulations. Since experimental injections were short due to equipment limitations, the temporal window covered the last 3 min before the end of injection to ensure that the anomaly calculated was as close as possible to steady-state flow conditions. Ultimately, temporal windows for experiments varied, some starting earlier (Q = 3.6 L s^{-1}) than others (Q = 0.8 L s^{-1}) depending on the injection duration. In simulations, the temporal window was set to wait for a steady state and was thus extended from 87-90 min after the injection started. Mean thermal anomalies obtained through experiment or simulation were named A_{exp} and A_{sim}, respectively. The thermal contrast ΔT between injected water and flume water fluctuated during the experiments, and different contrasts were tested during simulations. Therefore, to compare all of the results efficiently, we normalized the mean thermal anomalies A by dividing them by their respective ΔT. These normalized mean thermal anomalies were superscripted A_{exp}^* and A_{sim}^*.

Once our data were processed, we compared them using the most commonly used model in the literature, which assumes perfect mixing and does not consider significant heat exchanges other than mass transfer. This reference model was based upon the following heat balance equation of Selker et al. (2006a):

$$Q_T . T_{dn} = Q . T_{up} + q . T_{inj} \tag{4}$$

where, respectively, Q_T and T_{dn} are the total discharge ($m^3.s^{-1}$) and water temperature (°C) downstream of the groundwater inflow, Q and T_{up} are the discharge and temperature upstream of the inflow, and q and T_{inj} are the discharge and temperature of the injected inflow itself. Flume discharge Q was measured using the Parshall system located upstream of the flume experiment, and the injection flow rate q was set using the pump. Considering the inflow percentage $P = \frac{q}{Q_T} \times 100$ and the thermal contrast $\Delta T = T_{inj} - T_{up}$, Eq.4 can be modified to obtain a theoretical thermal anomaly A_t as a function of both P and ΔT:

$$A_t = T_{dn} - T_{up} = \frac{P.\Delta T}{100} \tag{5}$$

In the following results, A_t as a function of P was used as the reference to which the experimental and simulated thermal anomalies A_{exp}^* and A_{sim}^* were compared. To compare it to these normalized data, A_t was obtained by setting ΔT = 1 °C.

Finally, following Eq. 4 and 5, the thermal anomaly can be compared to a two-component mixing model (Selker et al., 2006a). Thus, the uncertainty in A_{exp}^* was calculated following the theory of propagation of errors of Genereux (1998) developed for such models:

$$W_{A^*_{exp}} = \sqrt{\left[\frac{T_{inj}-T_{dn}}{(T_{inj}-T_{up})^2} . W_{T_{up}}\right]^2 + \left[\frac{T_{dn}-T_{up}}{(T_{inj}-T_{up})^2} . W_{T_{inj}}\right]^2 + \left[\frac{-1}{(T_{inj}-T_{up})} . W_{T_{dn}}\right]^2}$$

$$= \sqrt{\left[\frac{T_{inj}-T_{dn}}{\Delta T^2}.W_{T_{up}}\right]^2 + \left[\frac{A^*_{exp}}{\Delta T^2}.W_{T_{inj}}\right]^2 + \left[\frac{-1}{\Delta T}.W_{T_{dn}}\right]^2} \quad (6)$$

where $W_{A^*_{exp}}$ is the propagated error of the normalized experimental thermal anomaly $A_{exp}{}^*$. $W_{T_{up}}$, $W_{T_{dn}}$ and $W_{T_{inj}}$ are measurement uncertainties in temperatures of the upstream flume, downstream flume and tank water, respectively. $W_{T_{inj}}$was set to the accuracy of the RBRsolo logger (0.002 °C) in the warm water tank. $W_{T_{up}}$and $W_{T_{dn}}$were set to the RMSE calculated for each experiment (Table 1). The final propagated error was used to set the error bars visible in figures displaying the experimental results.

Results

3.1. Hydraulic properties of experiments and simulations

Hydraulic characteristics of the experiments and simulations varied as a function of flume geometry and *Q* (Table 2). The Reynolds numbers revealed two distinct flow regimes in both the experiments and simulations. Each flume discharge $Q \geq 3.6$ L s^{-1} had a Reynolds number $Re \geq 3300$, indicating turbulent flow. When $Q \leq 1$ L s^{-1}, however, Reynolds numbers were less than 1000, clearly indicating laminar flow for one-half of the experiments and one-fifth of the 90 simulations. Simultaneously, with Peclet numbers that ranged from 6-188, advection was more common than diffusion for all of the experiments and simulations (Table 2). Likewise, with Froude numbers of 0.0047-0.0992, all of the experiments and simulations had a fluvial regime (i.e., subcritical flow).

Table 2. Hydraulic characteristics of the experiments and simulations upstream of the injection point. Experimental discharges were measured using the Parshall system. Water stages were measured 2 m downstream of the injection for the experiments and extracted from the flume-gauging curve for the simulations. Velocity in the experiments was calculated from discharge and wet area. Velocity in the simulations was obtained from model outputs.

	Discharge *Q* [L s^{-1}]	**Water stage [m]**	**Cross-section [m^2]**	**Hydraulic radius [m]**	**Wetted width [m]**	**Velocity [m.s^{-1}]**	**Reynolds [-]**	**Peclet [-]**	**Froude [-]**
Experiments	0.8	0.211	0.115	0.126	0.547	0.00694	767	6	0.0048
	3.6	0.225	0.125	0.132	0.553	0.02893	3301	26	0.0195
Simulations	1	0.22	0.121	0.130	0.551	0.00825	938	7	0.0056
	5	0.23	0.128	0.134	0.555	0.03914	4584	36	0.0261
	10	0.25	0.141	0.141	0.565	0.07085	8765	70	0.0452
	20	0.28	0.162	0.152	0.578	0.12351	16445	131	0.0745
	30	0.3	0.176	0.159	0.587	0.17022	23689	188	0.0992

3.2. Experimental relationship between the thermal anomaly and inflow percentage

Focusing on two experiments with different flume discharges (Q = 3.6 and 0.8 L s^{-1}), and thus different flow regimes, as an example, their results showed contrasting inflow percentages (P = 10% and 38%, respectively) and thermal contrasts between the flume and injected waters (ΔT = 3.4 and 2.8 °C, respectively) (Fig. 3). Scaled temperature behavior also differed among experiments as a function of flume discharge and inflow percentage. Under turbulent flow (Q = 3.6 L s^{-1} and P = 10%), thermal anomaly stabilized relatively close to the injection point (1 m downstream of it) (Fig. 3b). Progressive warming with distance (+ 0.1 °C

along the next 11 m) was caused by direct solar radiation (shortwave). Under laminar flow (Q = 0.8 L s^{-1} and P = 38%), thermal anomaly caused by the injection stabilized at approximately the same distance (3 m) as that for turbulent flow (Fig. 3d). However, atmospheric warming with distance was greater (+0.18 °C), and the thermal anomaly also extended upstream of the injection point (1 m). The patterns for Q = 3.6 L s^{-1} and P = 10% (Figs. 3a and 3b) were also observed for the other experiments under turbulent flow conditions, while the patterns for Q = 0.8 L s^{-1} and P = 38% (Figs. 3c and 3d) were present to varying degrees for the other experiments under laminar flow conditions.

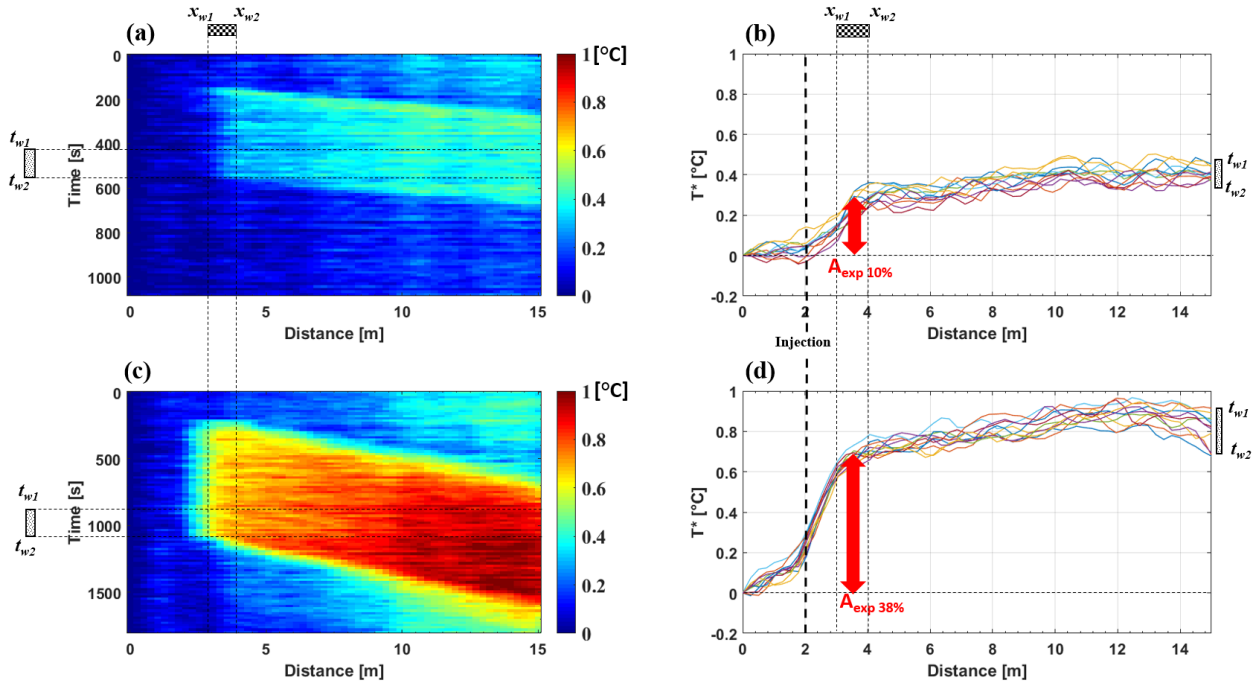


Figure 3. *Spatio-temporal evolution of thermal anomalies T* along the hydraulic flume (x-axis) and over time (y-axis) for* ***(a)*** *Q = 3.6 L s^{-1}, P = 10% and* ***(c)*** *Q = 0.8 L s^{-1}, P = 38%. The spatio-temporal window in which the mean thermal anomaly A_{exp} was measured was located at the intersection of the vertical and horizontal dotted lines (i.e. $[x_{w1}: x_{w2}\ ;\ t_{w1}: t_{w2}]$). Thermal anomalies T* along the flume highlights the mean thermal anomaly A_{exp} due to the warm injection for* ***(b)*** *Q = 3.6 L s^{-1}, P = 10% and* ***(d)*** *Q = 0.8 L s^{-1}, P = 38%. Plots are scaled to the upstream temperature to highlight the temperature increase as a function of distance (thermal anomaly).*

3.3. Model calibration

In the experiments, A_{exp}* increased with P, with no clear difference between A_{exp} obtained under turbulent or laminar flow conditions (Fig. 4a). For simulations of the experiments with P = 8%, 10%, 38% and 41%, the differences in mean thermal anomaly A* between simulations and experiments were 0.015, 0.017, 0.024 and 0.04 °C, respectively. All of the simulated temperatures lay within the uncertainty of the experimental thermal anomaly (ranging from ±0.048 to ±0.088; Eq. 6). For P = 10% (Q = 3.6 L s^{-1} ; turbulent flow) , the warm plume reached the end of the flume somewhat faster in the simulation than in the experiment (Figs. 4b and 4c). Similarly, heat accumulation downstream of the flume was higher in the simulation than in the experiment, due to the weir and direct solar radiation. The calibration results were acceptable and, except for the issue of dispersion with distance, no great differences between simulations and experiments were found. Therefore, the model was considered valid for our purposes.

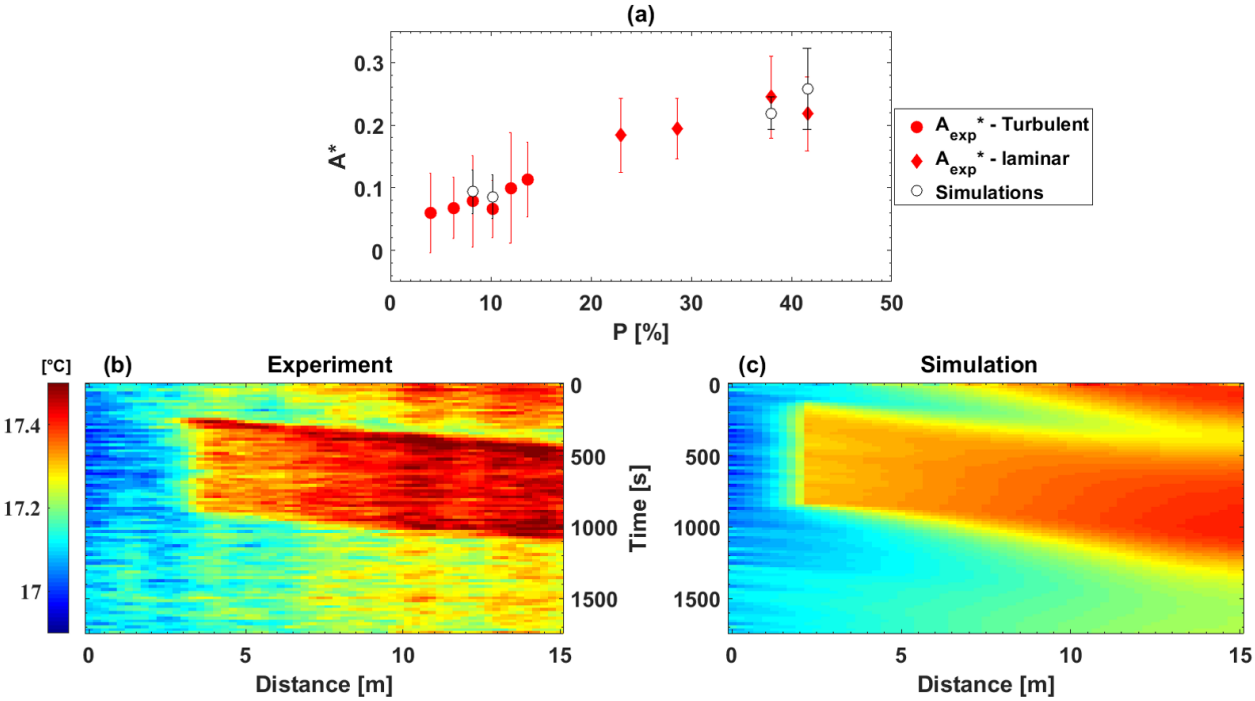


Figure 4. *Calibration of the 1D model with experimental data.* ***(a)*** *Normalized thermal anomalies from experiments (A_{exp}*) and their simulated counterparts as a function of inflow percentage P. The red error bars were set according to Eq. 6. White circles are mean simulated thermal anomalies predicted by the model, using thermal data from four experiments as boundary conditions. Black error bars are standard deviations of the spatio-temporal window used to calculate the simulated thermal anomaly (see Fig. 2).* ***(b)*** *Two-dimensional map of temperature evolution during the injection experiment (Q = 3.6 L s^{-1}, P = 10%).* ***(c)*** *Two-dimensional map of temperature evolution during the simulation using data from the same experiment (Q = 3.6 L s^{-1}, P = 10%) as boundary conditions.*

3.4. Simulated thermal anomaly as a function of distance and time

In the simulations, under turbulent flow conditions, T* peaked almost immediately (ca. 20 s after the injection) and reached the end of the flume in ca. 80 s, indicating a steady state (Fig. 5a). The amplitude of T* was ca. 0.18, 0.68 and 1.34 °C for ΔT = 0.5, 2 and 4 °C, respectively. Examination of T* as a function of distance revealed the same values, with the thermal anomaly appearing within 0.25 m downstream of the injection point (Fig. 5b). Once the plume reached the end of the flume, the temperature remained constant. These simulation results echoed those of the experiment with Q = 3.6 L s^{-1} and P = 10% (Fig. 3b).

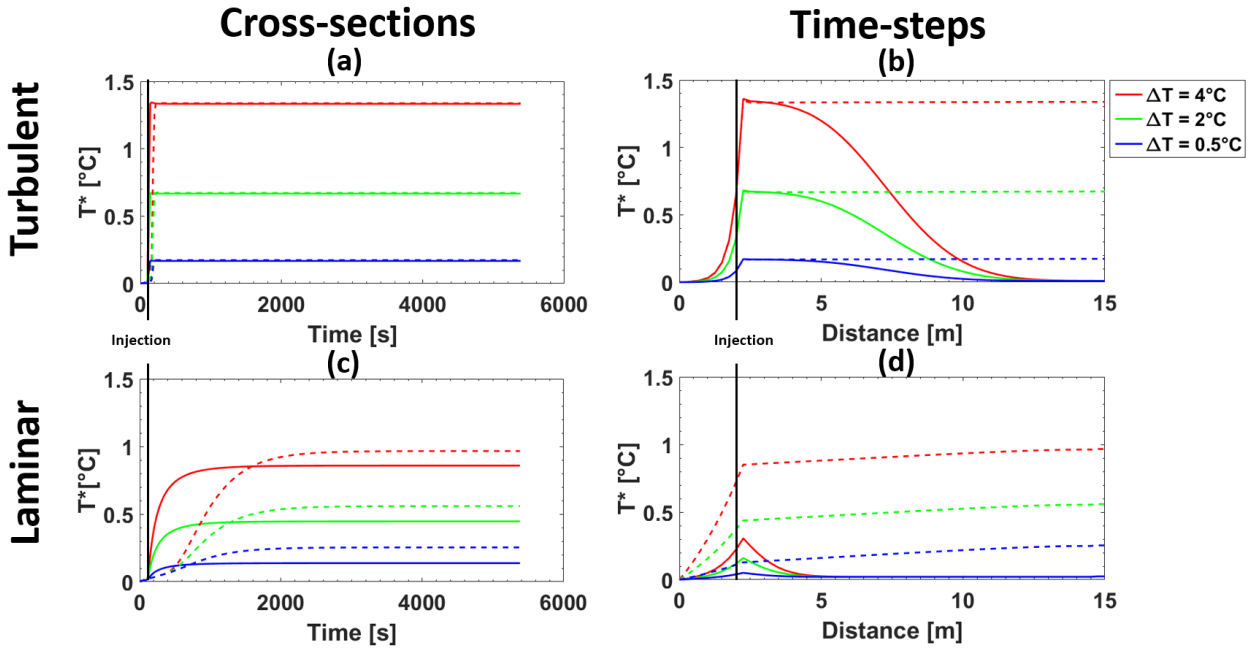


Figure 5. *Simulated evolution in the thermal anomaly (T*) along the flume for inflow percentage P = 33% and for three ΔT. Left-side graphs show T* over time 1 m downstream of the injection point (solid lines) and at the last cross-section before the weir or of the flume (dashed lines), respectively under* ***(a)*** *turbulent or* ***(c)*** *laminar flow conditions. Right-side graphs show T* as a function of distance under* ***(b)*** *turbulent or* ***(d)*** *laminar flow conditions at two time-steps: 40 s after injection (solid lines) and 90 min after injection (dashed lines).*

Under laminar flow conditions, T^* 1 m downstream of the injection point increased progressively over time and attained a steady state at ca. 1500 s (Fig. 5c). The increase in T^* at the end of the flume was slower, starting later and reaching a steady state later, at ca. 2500 s. At 1 m downstream of the injection point, the amplitude of T^* was ca. 0.14, 0.43 and 0.81 °C for ΔT = 0.5, 2 and 4 °C, respectively. Examination of T^* as a function of distance revealed that, 40 s after the start of the injection, the thermal anomaly spread out almost symmetrically both upstream and downstream, with a peak 0.25 m downstream of the injection point (Fig. 5d). At the end of the injection (90min), the anomaly increased in both directions but plateaued downstream, with only a slight increase with distance. This increase with distance echoed the solar radiation effects in the experiments (Fig. 3d) – but with a lower amplitude (+0.10 °C in simulations vs. +0.18 °C in experiments) – and did not vary with ΔT.

3.5 Simulation results: evolution in thermal anomaly amplitude as a function of inflow percentage, thermal contrast and flow regime

In simulations, following Eq. 5, A_t increased linearly with P (slope of 1%) (Fig. 6a). Under turbulent flow conditions, the mean thermal anomaly A_{sim}^* followed a similar linear progression, with little differences between A_{sim}^* and A_t (ranging from 0.013 to 0.040 for P = 4% and 33%, respectively). Under laminar flow conditions, A_{sim}^* for ΔT = 2 °C and 4 °C increased more slowly with P than that under turbulent flow while following a power law. The differences between A_{sim}^* and A_t ranged from 0 to 0.12 for P = 5% and 33%, respectively. A_{sim}^* for ΔT = 0.5 °C displayed a similar increase with P but with much higher values at lower percentages: 0.14 °C for P = 5% vs. 0.03-0.07 °C for all other simulations and experiments.

This peculiar behavior was suspected to be due to atmospheric exchanges (Eq. 3). To verify this hypothesis, simulation results were corrected (A_{sim}^{*-a}) by subtracting atmospheric heat influx from A_{sim} before normalization by ΔT. According to simulations, the net influx q_{net} (Eq. 2) was ca. 115 W.m^{-2}. Following Eq. 1 adapted to a flume length of 3.5 m (distance

between the measurement window and the upstream reference), the atmospheric heat source term H ranged from 0.00012 °C.s^{-1} to 0.00009 °C.s^{-1} for Q = 1 L s^{-1} and 30 L s^{-1}, respectively (see surface width in Table 2). Once multiplied by the time necessary to drain the volume of this 3.5 m long section for each simulation (see velocity in Table 2), thermal corrective values ranged from 0.0013 °C (Q = 30 L s^{-1} ; P = 33%) to 0.0505 °C (Q = 1 L s^{-1}; P = 5%). Under turbulent flow, $A_{sim}{}^{*-a}$ lay closer to theoretical values than $A_{sim}{}^{*}$ (Fig. 6b). Under laminar flow, $A_{sim}{}^{*-a}$ increased with P almost identically for all three values of ΔT, but was lower than $A_{sim}{}^{*-a}$ under turbulent flow (Fig. 6b).

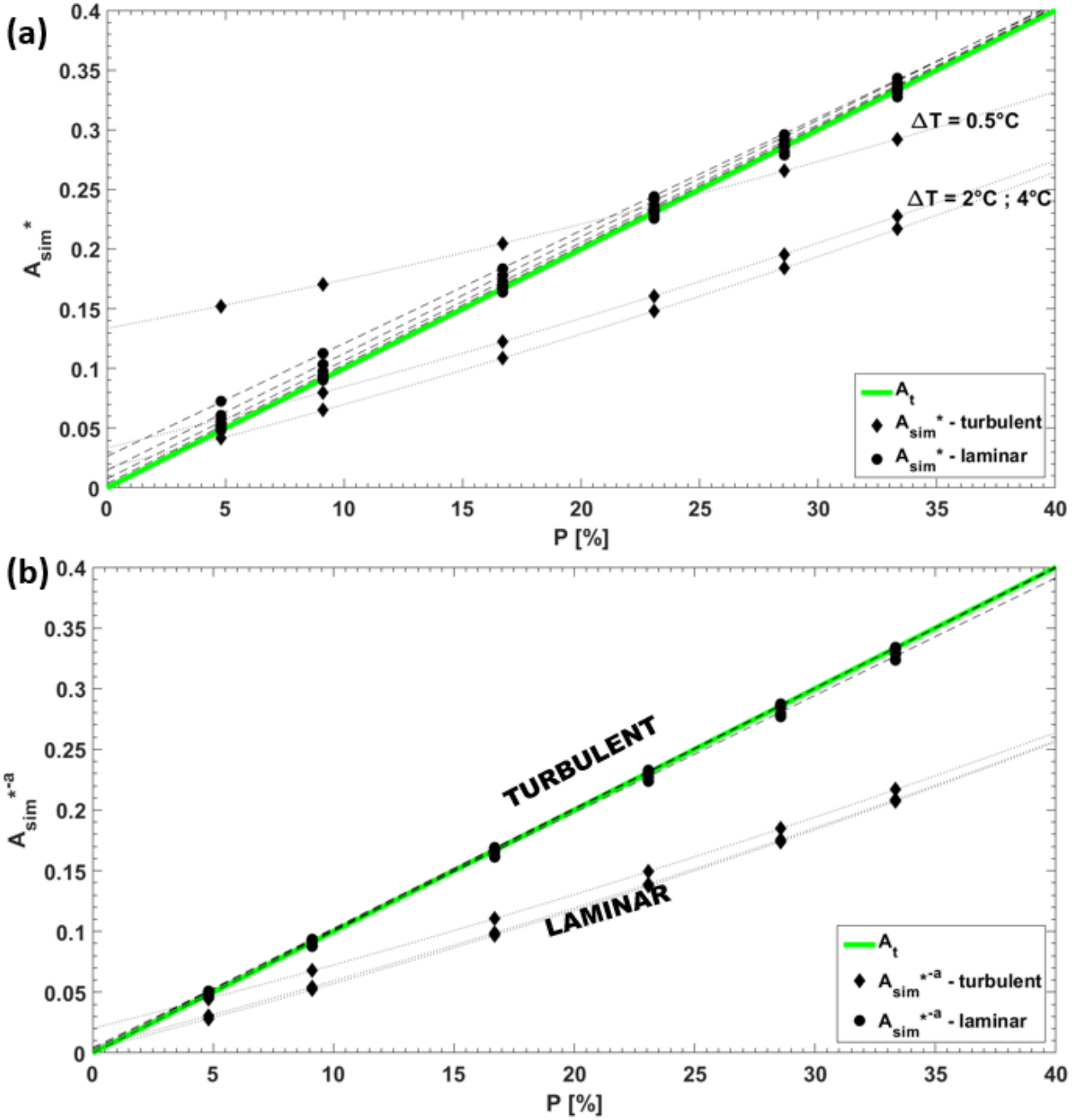


Figure 6. *The* ***(a)*** *normalized simulated anomaly $A_{sim}{}^{*}$ and* ***(b)*** *the same anomaly corrected for atmospheric exchanges $A_{sim}{}^{*-a}$ (Eq. 2) as a function of the inflow percentage P. The green line denotes the theoretical thermal anomaly $A_t{}^{*}$ for ΔT = 1 °C (Eq. 5). Black dashed lines (bold = turbulent regime ; thin = laminar regime) are the fit for all simulations and for each ΔT (0.5°C, 2°C or 4°C).*

Additional simulations were performed to explore effects of flume water volume and energy loss upstream on mean thermal anomalies corrected for atmospheric exchanges $A_{sim}{}^{*-a}$ under laminar flow conditions. First, simulations were performed without a weir at the end of the flume (water stage = 2 cm instead of ≥ 20 cm). A water stage of 2 cm as a boundary condition yielded a Reynolds number of ca. 1774, indicating transitory flow instead of net laminar flow conditions. The $A_{sim}{}^{*-a}$ of these simulations were then corrected by adding the energy dispersed upstream of the injection point (Figs. 3d and 5d). To estimate this energy loss, the quantity of heat upstream of the injection E_{up} was calculated as the sum of temperatures in this section at steady state. E_{up} was then compared to the quantity of heat downstream of the injection point E_{dn}. The ratio E_{up}:E_{dn} was used to estimate the energy loss, which ranged from 14.7% (P = 33%) to 15.0% (P = 4%).

When simulating no weir, $A_{sim}{}^{*-a}$ under turbulent flow were identical to A_t (like those with a weir (Fig. 6b)). Under laminar flow non-weir $A_{sim}{}^{*-a}$ were lower than A_t but higher than those with a weir (Fig. 7). For instance, for P = 9% and 33%, the non-weir $A_{sim}{}^{*-a}$ was only 0.015 and 0.3 °C lower than A_t, respectively (17% and 10% error, respectively). When the non-weir anomalies were corrected for the energy dispersed upstream, they appeared almost identical to the theoretical A_t (Fig. 7). For low P, non-weir loss-corrected $A_{sim}{}^{*-a}$ were similar to A_t, while that for P = 33% was only 0.01 °C higher than At (0.3% error). The error between corrected $A_{sim}{}^{*-a}$ and A_t increased with P.

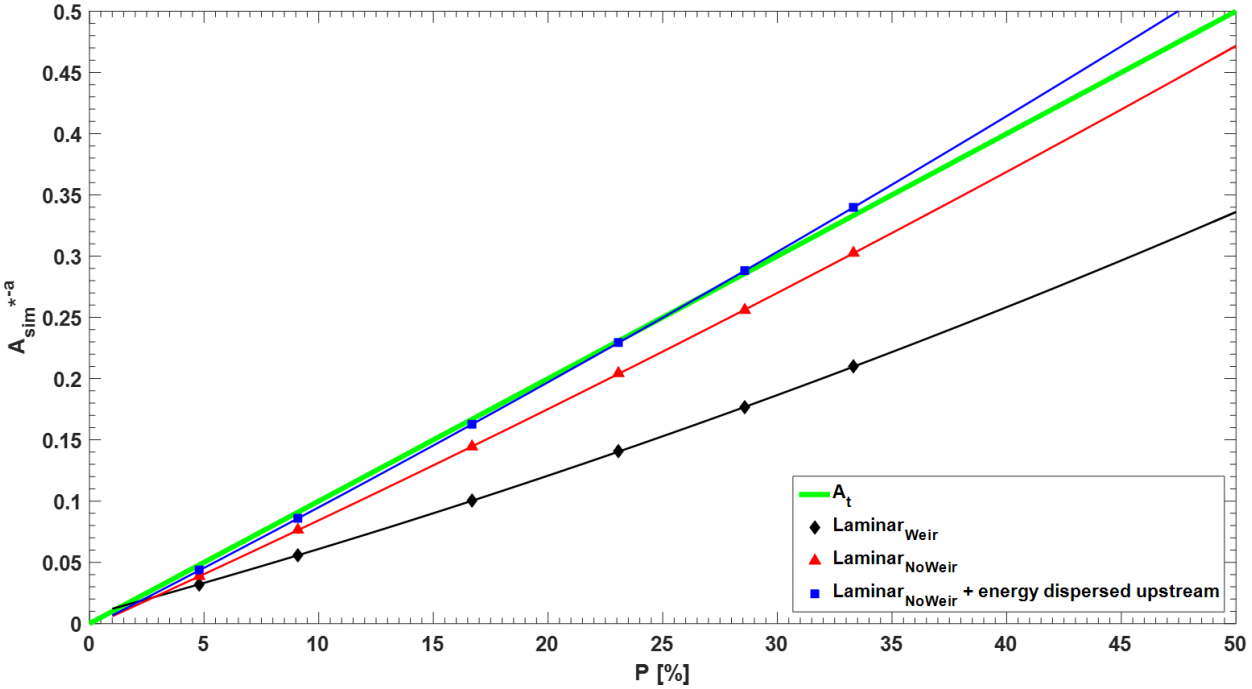


Figure 7. *The simulated anomaly $A_{sim}{}^{*-a}$ as a function of the inflow percentage P under laminar flow conditions (ΔT = 2 °C) with a weir (Fig. 6b), without a weir (stage = 2 cm) and without a weir and corrected for the thermal energy dispersed upstream of the injection point (Fig. 5d). The green denotes the theoretical thermal anomaly A_t for ΔT = 1 °C (Eq. 5).*

When plotting these simulated and theoretical mean thermal anomalies with the experimental flume data (Fig. 3a) and experimental field data from Lauer et al. (2013), $A_{sim}{}^{*-a}$ for P = 2-12% generally followed the same trend as A_t, with slightly (but consistently) lower values (Fig. 1S, Supplementary Material).

Discussion

4.1. Compatibility between simulations and experiments

Properly conducting experiments that successfully mimicked a point-source injection of groundwater was difficult, since many external factors interfered with measurements. Obtaining a stable flow regime within the flume during some of the experiments was sometimes challenging, especially for experiments with laminar flow (Q = 0.8 L s^{-1}), because of the moving gate valve upstream. This somewhat imprecise experimental Q affected the estimation of the inflow percentage P and could explain some differences between experiments and simulations. Unfortunately, the uncertainty in these discharge measurements was difficult to estimate because of the lack of reference measurements at the time. However, field results of Lauer et al. (2013) for turbulent flow – transitory discharge, different thermal anomalies and low inflow percentages – were similar to ours (Supplementary Material).

Apart from the hydraulics management, the large temperature difference between the water and the air at times, as well as the sunny conditions, progressively warmed the flume water with distance (Fig. 3). This warming was the main reason why we chose a measurement window only 1 m downstream of the injection point. However, direct solar radiation on fiber optics is known to influence FO-DTS measurements (Neilson et al., 2010). While some heating was observed at heights of 19 cm (just below the water surface) under laminar flow, its influence on mean flume temperature did not decrease the acceptability of the accuracy of the FO-DTS system. Such artificial heating of shallow cables should have increased the mean thermal anomaly A_{exp}* under laminar flow conditions, but these A_{exp}* remained lower than theoretical anomalies under turbulent flow conditions (Fig. 6 and Supplementary Material). Therefore, although solar radiation may have influenced measurements in this study, we considered its influence to negligible.

Another experimental issue was the thermal contrast ΔT between injected water and flume water measured during the experiments and used to normalize the mean thermal anomalies A_{exp}. Since the injected water first traveled through a hose that was exposed to solar radiation and then submerged under water before the actual injection, it was difficult to determine the true value of ΔT. Heating the water in the hose before injecting it occasionally caused larger anomalies at the beginning of the injection (e.g. Fig. 3a). On the other hand, the submerged section of the hose probably decreased the temperature of the injection water before injection, which could explain why A_{exp}* were lower than their simulated counterparts A_{sim}* (Fig. 4a). By modifying the experimental ΔT by less than a degree (from +0.3 °C to -0.7 °C), A_{exp}* matched the simulations perfectly (data not shown, since we could not precisely quantify how much the thermal contrast ΔT had been modified in experiments). In the future, measuring the thermal contrast ΔT at the injection point itself and using an injection hose isolated from external influences (solar radiation and flume water) would be preferable.

The 1D simulations were used to explore parameters controlling the thermal anomaly and ultimately to quantify their influences. As such, calibrating the model beforehand was central to this study. Since we focused on the normalized mean thermal anomaly A* just downstream of the injection point, we chose to use A* as a proxy of model quality. Model predictions matched experiments relatively well (Fig. 4a), and as mentioned, differences between simulated and experimental A* can probably be explained by the approximate thermal contrast ΔT measured during experiments. Another explanation could be poor estimation of energy exchanges at the air-water interface. Indeed, all meteorological data used to calculate these exchanges – except for air temperature – came from a weather station 6 km away with only hourly measurements. This led to rough estimates of exchanges with the atmosphere. The relatively short length of our measurement window (1 m) for A*, however, should have limited the impact of poor estimation of these exchanges.

Use of A* alone as a proxy can obviously be questioned, since it does not consider longitudinal differences. For instance, the plume required more time to reach the end of the

flume in simulations than in experiments (Figs. 4b and 4c), especially under laminar flow conditions. This apparent slowness was first attributed to the low thermal dispersion coefficient ($d = 0.025$ m^2.s^{-1}) used in the model, but simulations with higher dispersion coefficients ($d >$ 0.5 m^2.s^{-1}) yielded significantly lower thermal anomalies than those in experiments. Another potential explanation was non-constant flume discharge during experiments, which had already caused the failure of two of the experiments. For instance, experiments with a nominal discharge of 0.8 L s^{-1} might actually have had a slightly higher discharge, resulting in a transitory flow regime instead of a laminar flow regime. This could explain the faster propagation of the plume in experiments than in simulations.

In sum, comparison of simulated and experimental results relied mainly on A^* as a proxy. Differences between them are suspected to have been due mainly to experimental limitations (discharge management) and a non-optimized setup (variable thermal contrast ΔT, direct solar radiation), even though model parameters such as dispersion could be involved. Nonetheless, and despite the imperfect nature of the proxy chosen, simulation results were close to experimental results. Since we were interested in the thermal anomaly just upstream or, at most, immediately downstream of the injection point (1 m), the model was therefore considered valid. Future studies would gain from a more insulated experimental setup (e.g. indoors) and local meteorological measurements (e.g. short- and longwave radiation, wind speed, humidity, cloudiness) to help refine the model. Considering energy exchanges with the bed (conduction) would also be useful.

4.2. Thermal anomaly response to turbulent flow

Given the similarity of the flume experiments' flow regime to a natural stream (i.e. turbulent subcritical flow), our results are compatible with the heat balance equation that assumes perfect mixing and no heat loss (Eq. 4). This assumption is possible because of the very little distance considered between our measurements and the injection point, like other studies that used this quantifying method highlighted it (Briggs et al., 2012; Selker et al., 2006a). The mean thermal anomaly increased linearly with P, which provides insight into whether a focused groundwater inflow can be detected by an FO-DTS system or not. Lauer et al. (2013) claimed to be able to detect an inflow as low as 2% of upstream discharge, with ΔT values that ranged from 1.2-4.2 °C. Our results provide similar claims, given the ΔT and accuracy of the FO-DTS involved. The relatively short integration time of our experiments resulted in a mean accuracy of 0.15 °C (Table 1). This brought our detection threshold for turbulent flow to P values of ca. 15%, 8% and < 5% for ΔT = 1, 2 and 4 °C respectively (Eq. 5). We therefore emphasize the great influence of ΔT on the amplitude of the thermal anomaly and its detection threshold: the warmer the injected water, the lower the threshold. Nonetheless, the uncertainty will be higher for thermal anomalies that are more similar to the accuracy of the FO-DTS (Lauer et al., 2013).

Consequently, for future field studies, it is important to (i) calculate the accuracy of the FO-DTS configuration to determine the minimum thermal anomaly that can be detected, (ii) measure ΔT on field, and (iii) determine the minimum P value that can be expected based on the given accuracy (Eq. 5). The uncertainty in this estimate of P can be determined using the propagation of errors theory of Genereux (1998) (Eq. 6). Nonetheless, the present discussion of detection thresholds holds only for clearly turbulent, advection-dominated flows.

4.3. Thermal anomaly behavior under laminar flow conditions

Under laminar flow conditions, A_{sim}^* behaved differently than they did under turbulent flow regimes. At a given P, A_{sim}^* for ΔT = 2 °or 4 °C had lower amplitudes than those under turbulent flow conditions (Fig. 6a). The odd results obtained for ΔT = 0.5 °C were considered to be due an atmospheric effect combined with normalization. Because of the slow velocities

of laminar flow (Table 2), the atmosphere contributed proportionally more energy for ΔT = 0.5 °C than for the higher ΔT. This effect was less visible for high thermal contrast (ΔT = 2 °C or 4 °C) because the energy input by injection was relatively high and normalization smoothed the results. For low thermal contrast (ΔT = 0.5 °C), however, the atmosphere's contribution was not diluted by the injection and was then doubled artificially by the normalization. For instance, for P = 5%, A_{sim}* equaled 0.144, while it was ca. 0.048 for other simulations under laminar flow with higher ΔT, resulting in a 200% error (Fig. 6a). In this case, the atmospheric exchanges were clearly not negligible, so it was necessary to correct them (Fig. 6b) for proper comparison. Nonetheless, once corrected, thermal anomalies under laminar flow appeared to remain lower than their turbulent-flow counterparts. Here, the usual model assuming perfect mixing and no heat loss (A_t) tended to underestimate the P of a measured thermal anomaly (e.g. A_{sim}* = 0.21 for P = 33%; Fig. 6). The classic model would interpret this anomaly as an inflow of 21% instead, underestimating it by 36%. We consider our results as relevant enough to open discussion and highlight initial estimates of the influence of the processes involved.

First, little evidences of stratification were found during experiments (see Methods) and that led us to choosing a 1D model that matched experimental results quite well (Fig. 4a). Thus, stratification cannot explain the lower anomalies under laminar flow. Note however that stratification might play a role in case of higher water stages or under stronger solar radiation.

For P = 33% and under laminar flow conditions, there was a net gain of 0.1 °C between the cross-section 1 m downstream of the injection point and that at the end of the flume, 11 m downstream (Fig. 5c). This temperature increase was attributed to atmospheric input (Eq. 1 and 2). As such, atmospheric exchanges cannot be ignored: the slower the flow, the more energy the atmosphere contributes to the water. This was demonstrated clearly when the thermal anomalies under laminar flow (Fig. 6a) were higher than those after these exchanges were removed (Fig. 6b). Thus, atmospheric exchanges in this study were clear heat inputs that can lead to overestimating the mean thermal anomaly, especially under laminar flow. Therefore, we rejected the atmospheric-exchange argument to explain the lower thermal anomalies under laminar flow conditions.

Two factors may explain the lower mean thermal anomalies under laminar flow conditions. The first is the relatively high water stage (≥ 20 cm) artificially imposed downstream by the weir. Without this obstacle, the discharge responsible for laminar flow (Q = 1 L s^{-1}) should lead to a water stage of ca. 1-2 cm and thus a smaller total water volume for a given discharge. With a smaller flume volume for a given inflow volume, heat concentration downstream of the inflow should be higher (Eq. 3). In other words, artificially increasing a volume (e.g. weir, dam) should dilute the injected thermal signal. Without a weir, A_{sim}* for laminar flow was indeed higher and closer to theory (Eq. 5) under turbulent flow (Fig. 7). Even without this volumetric dilution, however, laminar A_{sim}* still remained lower than turbulent A_{sim}*.

The other factor is the apparent dispersion of the thermal signal upstream of the injection point. Overall, Peclet numbers of experiments and simulations (Table 2) indicate that the flow was dominated by advection. However, Peclet numbers for the laminar experiments and simulations are quite low and could have allowed weak dispersive processes (Eq. 3). In addition, the Froude numbers (Table 2) indicate that every experiment and simulation displayed subcritical flow, meaning that waves could propagate in every direction, including upstream. Indeed, the thermal anomaly spread both upstream and downstream after injection in simulations (Fig. 5d). The same pattern upstream of the injection point was observed in experiments (Fig. 3d), even if it was not as clear as in the simulations. In experiments, it is necessary to ensure that the thermal anomaly visible upstream is indeed due to energy dispersing upstream and not just an artefact caused by the spatial resolution of the FO-DTS

(0.50-0.75 m) (Selker et al., 2014). Since the thermal anomaly spread further than 1 m (Fig. 3d), we argue that it was indeed energy traveling upstream of the flume. When this energy upstream of the injection point was roughly estimated (ca. 15% of the downstream energy) and artificially returned downstream, A_{sim}* under laminar flow (Fig. 7) appeared similar to the theoretical A_t. When the same correction was performed for A_{sim}* with a weir, the resulting A_{sim}* was indeed higher but not enough to match A_t (data not shown).

Ultimately, we explain the lower mean thermal anomaly amplitude under laminar flow conditions using a combination of these two processes. First, because of the water stage imposed by the weir, the injected warm water was diluted in a proportionally larger volume under laminar flow than under turbulent flow. Second, subcritical flow allowed dispersion of the thermal signal to spread out upstream as well as downstream. The final result is a diluted mass of warm injected water that also see part of its energy dispersing upstream, thereby leading to less energy within the measurement window downstream and, consequently, producing a lower thermal anomaly (Fig. 8).

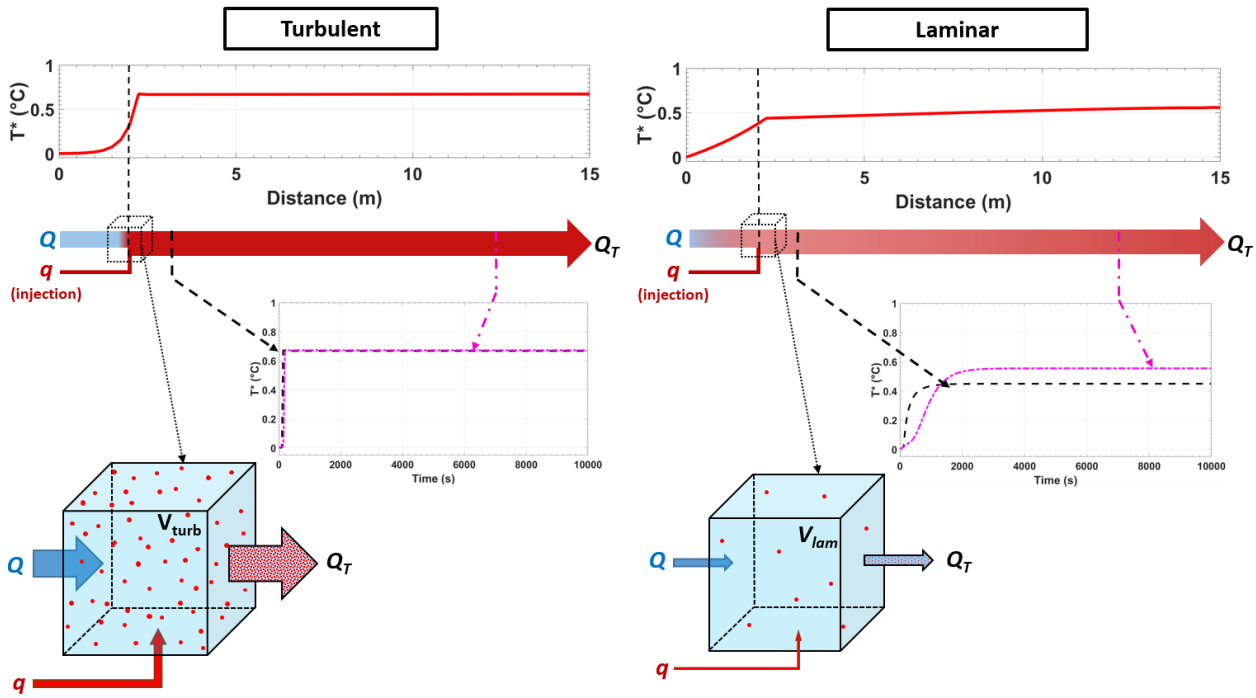


Figure 8. *Conceptual diagram of behavior of the injected warm water depending on the flow regime for a given inflow percentage P. In a laminar flow regime, a perpendicular injection is diluted in a larger flume volume because of the imposed water stage (weir). The thermal energy is dispersed upstream because of the subcritical flow and the weak advection within the flume. This dilution associated to a heat dispersion leads ultimately to a lower thermal anomaly downstream. Since the strong advective power of a turbulent regime does not allow the injected volume to drift, almost all of the heat is detected downstream. In addition, the injected warm volume is proportionally less diluted for a water stage of 20 cm or more, increasing the thermal anomaly.*

This study leads to a potentially new approach for field assessment of focused groundwater inflows in small streams with laminar flow and water stages created by obstacles (e.g. weirs, gates, dams) or by stream morphology (e.g. ponds). Indeed, it is necessary to determine the flow regime before any temperature survey, since we observed that inflow could be estimated inaccurately if a turbulent flow regime is always assumed. The same is true for atmospheric exchanges and low flow velocities: large errors are possible when inflow

contributes less energy than the atmosphere (i.e. low thermal contrast). Also, the inflow percentage must be large enough to be detectable under laminar flow conditions, unless the thermal contrast between groundwater and stream water is large (Eq. 5). For instance, given our FO-DTS configuration, the minimum thermal anomaly detectable would be close to the accuracy of the FO-DTS system (i.e. 0.15 °C). For a thermal contrast ΔT of 1 or 3 °C, the thermal anomaly would yield a detectable inflow percentage of 25% or 8%, respectively. These examples illustrate that this method for quantifying groundwater – when used under laminar flow – would be relevant only for periods when groundwater supplies most of the water in a stream (e.g. the end of summer). In these examples, measuring thermal anomalies close to the accuracy of the FO-DTS system generally leads to higher uncertainty (Lauer et al., 2013).

Despite its potential – and besides the improvements in the experiments and simulations previously recommended – this approach requires additional developments before using it under field conditions. First, experiments and simulations with cold water inflows are necessary, since such inflows are observed in natural systems in summer. The difficulty in maintaining large volumes of water cold prevented us from using cold water in this study. Since cold injection would involve a density gradient or thermal stratification – especially at low discharges – 3D or at least 2D simulations would be necessary. The good mixing between injected water and flume water observed in this study was attributed, for simulations, to the model chosen and, for experiments, to the direct injection method chosen. Thus, for future experiments, injecting water through a medium (e.g. sand bag, artificial bed) is suggested as long as it does not disturb the flow. Finally, determining the volume beyond which the signal is diluted – and whether or not it concerns turbulent flow – might bring great insight into limits of the method under different flow conditions.

Conclusions

This study combined flume experiments monitored using an FO-DTS system with computer simulations to quantify groundwater inflows into a stream as a function of flow regime. The goal was to determine whether this quantification is always compatible with methods that assume perfect mixing with no heat loss (Selker et al., 2006a) without considering the flow regime. Our results revealed that experiments and simulations under turbulent flow regimes were in accordance with these methods. This study also revealed that such methods would underestimate the inflow percentage under a laminar flow regime. Indeed, laminar flows seem to allow the thermal energy of the inflow to disperse upstream, while the fixed water stage dilutes the inflow in relatively larger volumes than under faster, turbulent flows. The result is a smaller thermal anomaly downstream of the injection point under laminar flow conditions. Atmospheric exchanges were also found to be non-negligible when the thermal contrast between injected water and flume water was low: for reach lengths as short as 3.5 m, overestimating the inflow percentage by 200% is possible. A correction using heat-balance equations was necessary to prevent such errors.

These findings can be used to assess small streams during low-flow periods (i.e. end of summer), when groundwater inflows are relatively high and stream morphology or hydrological obstacles (e.g. dams, weirs) create zones with slow velocities and relatively high stages (e.g. ponds). However, further research is required to determine effects of other factors on the detectability or behavior of groundwater inflow into a natural stream. Thus, injections with different imposed water stages or different laminar flow rates should be tested. Finally, injections through sediments of different textures and non-vertical or more diffuse inflows could also be tested. The present results are meant to open the research field to discussion about quantifying groundwater inflows into small streams that have at least periodic laminar flows.

Acknowledgments

Authors thank the reviewers for their extensive work and constructive remarks that help to significantly improve this manuscript.

Data are available at https://www.zenodo.org/ DOI: 10.5281/zenodo.2632622

This project was funded by the French water agency *Agence de l'Eau Loire Bretagne* (contract no. 150417801).

References

Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. Ground Water, 43(6): 951-968.

Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., 2012. A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. Hydrological Processes, 26(9): 1277-1290.

Conant, B., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. Ground Water, 42(2): 243-257.

Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams. Water Resources Research, 34(7): 1609-1615.

Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resources Research, 44: 20.

Drake, J., Bradford, A., Joy, D., 2010. Application of HEC-RAS 4.0 temperature model to estimate groundwater contributions to Swan Creek, Ontario, Canada. Journal of Hydrology, 389(3-4): 390-398.

Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2013. Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river. Remote Sensing of Environment, 136: 358-373.

Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2015. Spatial distribution of thermal refuges analysed in relation to riverscape hydromorphology using airborne thermal infrared imagery. Remote Sensing of Environment, 160: 43-55.

Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003. Thermal heterogeneity, stream channel morphology, and salmonid abundance in northeastern Oregon streams. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 60(10): 1266-1280.

Fox, A., Laube, G., Schmidt, C., Fleckenstein, J.H., Arnon, S., 2016. The effect of losing and gaining flow conditions on hyporheic exchange in heterogeneous streambeds. Water Resources Research, 52(9): 7460-7477.

Geist, D.R. et al., 2002. Physicochemical characteristics of the hyporheic zone affect redd site selection by chum salmon and fall chinook salmon in the Columbia River. North Am. J. Fish Manage., 22(4): 1077-1085.

Genereux, D.P., 1998. Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. Water Resources Research, 34(4): 915-919.

Gonzalez-Pinzon, R. et al., 2015. A field comparison of multiple techniques to quantify groundwater-surface-water interactions. Freshwater Science, 34(1): 139-160.

Hare, D.K., Briggs, M.A., Rosenberry, D.O., Boutt, D.F., Lane, J.W., 2015. A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water. Journal of Hydrology, 530: 153-166.

Henderson, R.D., Day-Lewis, F.D., Harvey, C.F., 2009. Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. Geophysical Research Letters, 36: 6.

Krause, S., Tecklenburg, C., Munz, M., Naden, E., 2013. Streambed nitrogen cycling beyond the hyporheic zone: Flow controls on horizontal patterns and depth distribution of nitrate and dissolved oxygen in the upwelling groundwater of a lowland river. Journal of Geophysical Research, 118(1): 54-67.

Lauer, F., Frede, H.G., Breuer, L., 2013. Uncertainty assessment of quantifying spatially concentrated groundwater discharge to small streams by distributed temperature sensing. Water Resources Research, 49(1): 400-407.

Leonard, B.P., 1991. The ultimate conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. Comput. Meth. Appl. Mech. Eng., 88(1): 17-74.

Lowry, C.S., Walker, J.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2007. Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. Water Resources Research, 43(10): 9.

Mamer, E.A., Lowry, C.S., 2013. Locating and quantifying spatially distributed groundwater/surface water interactions using temperature signals with paired fiber-optic cables. Water Resources Research, 49(11): 7670-7680.

Matheswaran, K., Blemmer, M., Thorn, P., Rosbjerg, D., Boegh, E., 2015. Investigation of Stream Temperature Response to Non-Uniform Groundwater Discharge in a Danish Lowland Stream. River Research and Applications, 31(8): 975-992.

Mwakanyamale, K., Slater, L., Day-Lewis, F., Elwaseif, M., Johnson, C., 2012. Spatially variable stage-driven groundwater-surface water interaction inferred from time-frequency analysis of distributed temperature sensing data. Geophysical Research Letters, 39: 6.

Neilson, B.T., Hatch, C.E., Ban, H., Tyler, S.W., 2010. Solar radiative heating of fiber-optic cables used to monitor temperatures in water. Water Resources Research, 46(8).

Selker, F., Selker, J.S., 2014. Flume testing of underwater seep detection using temperature sensing on or just below the surface of sand or gravel sediments. Water Resources Research, 50(5): 4530-4534.

Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006a. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophys. Res. Lett., 33(24): L24401.

Selker, J.S. et al., 2006b. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12): 8.

Selker, J.S., Tyler, S., van de Giesen, N., 2014. Comment on "Capabilities and limitations of tracing spatial temperature patterns by fiber-optic distributed temperature sensing" by Liliana Rose et al. Water Resources Research, 50(6): 5372-5374.

Smith, J.W.N. et al., 2008. Groundwater-surface water interactions, nutrient fluxes and ecological response in river corridors: Translating science into effective environmental management. Hydrological Processes, 22(1): 151-157.

Tyler, S.W. et al., 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. Water Resources Research, 45: 11.

van de Giesen, N. et al., 2012. Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 12(5): 5471-5485.

Vidon, P. et al., 2010. Hot spots and hot moments in riparian zones: Potential for improved water quality management. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.

Westhoff, M.C., Bogaard, T.A., Savenije, H.H.G., 2011. Quantifying spatial and temporal discharge dynamics of an event in a first order stream, using distributed temperature sensing. Hydrology and Earth System Sciences, 15(6): 1945-1957.

Westhoff, M.C. et al., 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. Hydrology and Earth System Sciences, 11(4): 1469-1480.

Zarnetske, J.P., Haggerty, R., Wondzell, S.M., Baker, M.A., 2011. Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone. Journal of Geophysical Research, 116: G01025.

Supplementary Material

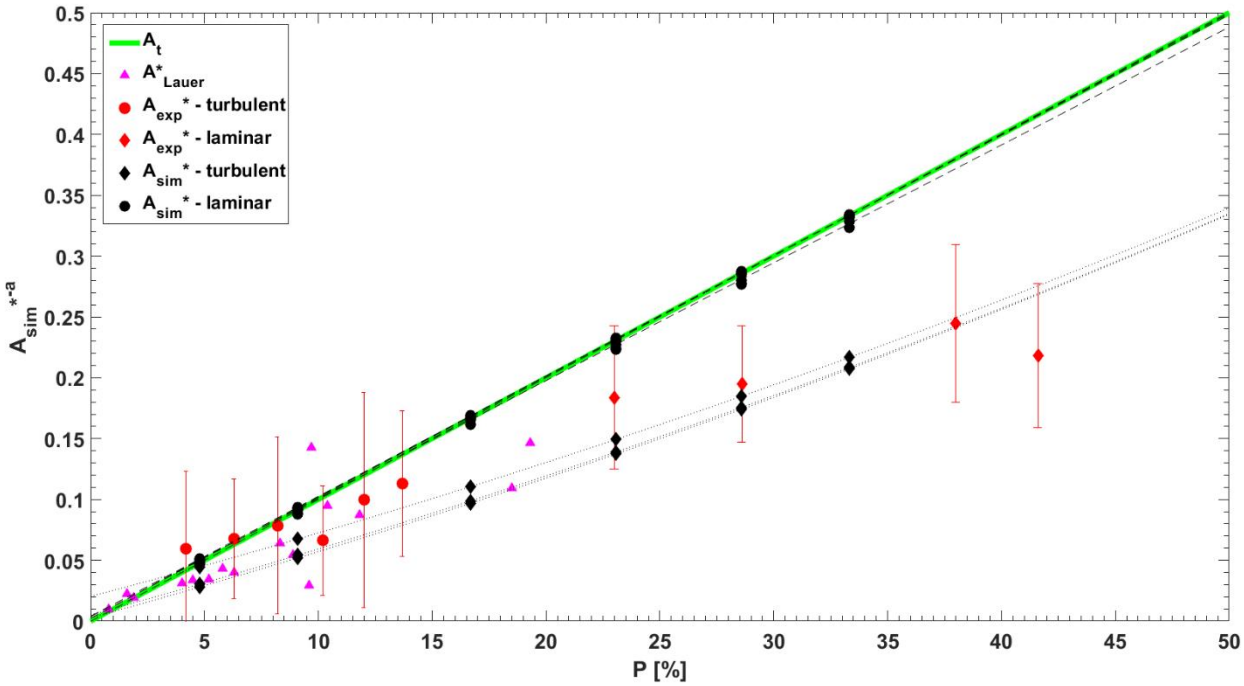


Fig. 1S. *Evolution of normalized simulated anomaly A_{sim}* (black markers), experimental anomaly A_{exp}* (red markers), and field anomaly A^*_{Lauer} from Lauer et al. (2013) (purple triangular markers) with the injection percentage P. Green plain line is the theoretical thermal anomaly A_t (Eq. 5). Among A_{exp}* and A_{sim}*, diamond-shaped markers represent thermal anomalies under laminar flow, round-shaped markers represent thermal anomalies under turbulent flow. Error bars for A_{exp}* are set after the propagated error (Eq. 6).*

3.3. Résultats complémentaires

Comportement du panache au cours des injections

Les expérimentations menées en conditions contrôlées consistaient en une injection d'eau chaude dont la température est mesurée en continu, dans un canal instrumenté par fibre optique. La Figure 3-1 recense l'évolution au cours du temps du panache injecté. Les échelles ont été adaptées pour une meilleure lisibilité des expériences. Seules les expériences avec R = 17% à 41% ont été réalisés sous écoulement laminaire ($Q = 0.8Ls^{-1}$). Les six autres ont été menées avec un écoulement turbulent plus classique ($Q = 3.6Ls^{-1}$). Le panel des expériences illustre parfaitement les faits exposés dans l'article de la section 3.2. En effet, la propagation du panache vers l'aval est bien plus rapide pour les expériences en régime turbulent (débit supérieur) qu'en régime laminaire (voir Tableau 2 de l'article). De même, le réchauffement progressif de l'eau du canal apparait très clairement pour toutes les expériences ; ainsi que le pulse très chaud de début d'injection (R = 4, 6, 8 et 10%) dû à l'eau stockée dans le tuyau au soleil. A noter que les expériences avec R = 4 et 8% présentent toutes deux une baisse de température instantanée et brusque, respectivement à 500s et 770s. Cette baisse a été interprétée comme une recalibration interne des capteurs du DTS, indépendante de la calibration a posteriori effectuée manuellement.

Les tracés de la Figure 3-2 représentent la température dans le canal juste avant la fin de l'injection, quand la température est supposée être la plus homogène dans l'espace. La température à chaque hauteur de câble de fibre optique (0, 8 et 19cm) ainsi que la température moyenne dans tout le canal (noir) sont représentées. Pour faciliter la comparaison, l'échelle de température a été ramenée à une même fourchette de 1,5°C. Outre les différences d'amplitude exposées dans la section 3.2., plusieurs processus observables distinguent les expériences en régime turbulent de celles effectuées en régime laminaire. Dans les expériences en régime turbulent, on remarque un net décalage spatial du signal d'injection vers l'aval. Pour rappel, l'injection s'est effectuée à 3m du début du canal, mais l'anomalie n'apparaît clairement qu'à environ 1 à 2m à l'aval de celle-ci, soit environ à 5m du début du canal. Ceci est surtout observable pour les expériences avec R = 6, 8 et 14%. Cela s'explique très probablement par un processus de transfert rapide dû au débit du canal relativement fort en comparaison à celui de l'injection. En sus, malgré une certaine homogénéité thermique en chaque point, l'effet de réchauffement avec la distance est également plus fort les ratios plus importants (8 à 14%). Cela a été imputé à l'ensoleillement plus important au cours de ces tests (début d'après-midi et ciel dégagé) à ceux effectués en matinée, pour les ratios plus faibles (R = 4 et 6%). L'homogénéité observée est due au bon mélange favorisé par les turbulences et au contact avec le béton constituant le canal lui-même, chauffé par le rayonnement solaire.

Pour les écoulements laminaires, l'anomalie thermique apparaît plus nettement. Cela a été attribué à un couplage de deux paramètres : des vitesses d'écoulement moindres et des débits d'injection comparativement plus importants qu'en régime turbulent. En revanche, l'effet de réchauffement avec la distance demeure, mais des différences apparaissent dans le tirant d'eau. La température à 19cm, donc proche de la surface (21cm), tend à être plus chaude qu'en profondeur (0 et 8cm). C'est surtout visible pour R = 23 et 29%, expériences réalisées aux heures les plus chaudes de la journée. La vitesse d'écoulement beaucoup plus lente (voir Tableau 2 de l'article) et des écoulements laminaires empêchant un bon mélange explique cette hétérogénéité thermique. La fenêtre spatiale de mesure des anomalies thermiques (voir section 3.2 de l'article - *Methods*) a été déterminée à partir de ces données. Le transfert visible pour les écoulements turbulents a justifié de l'installer 1m après l'injection. Le réchauffement et l'hétérogénéité croissants avec la distance ont quant à eux justifié la limitation de la fenêtre à seulement 1m de long.

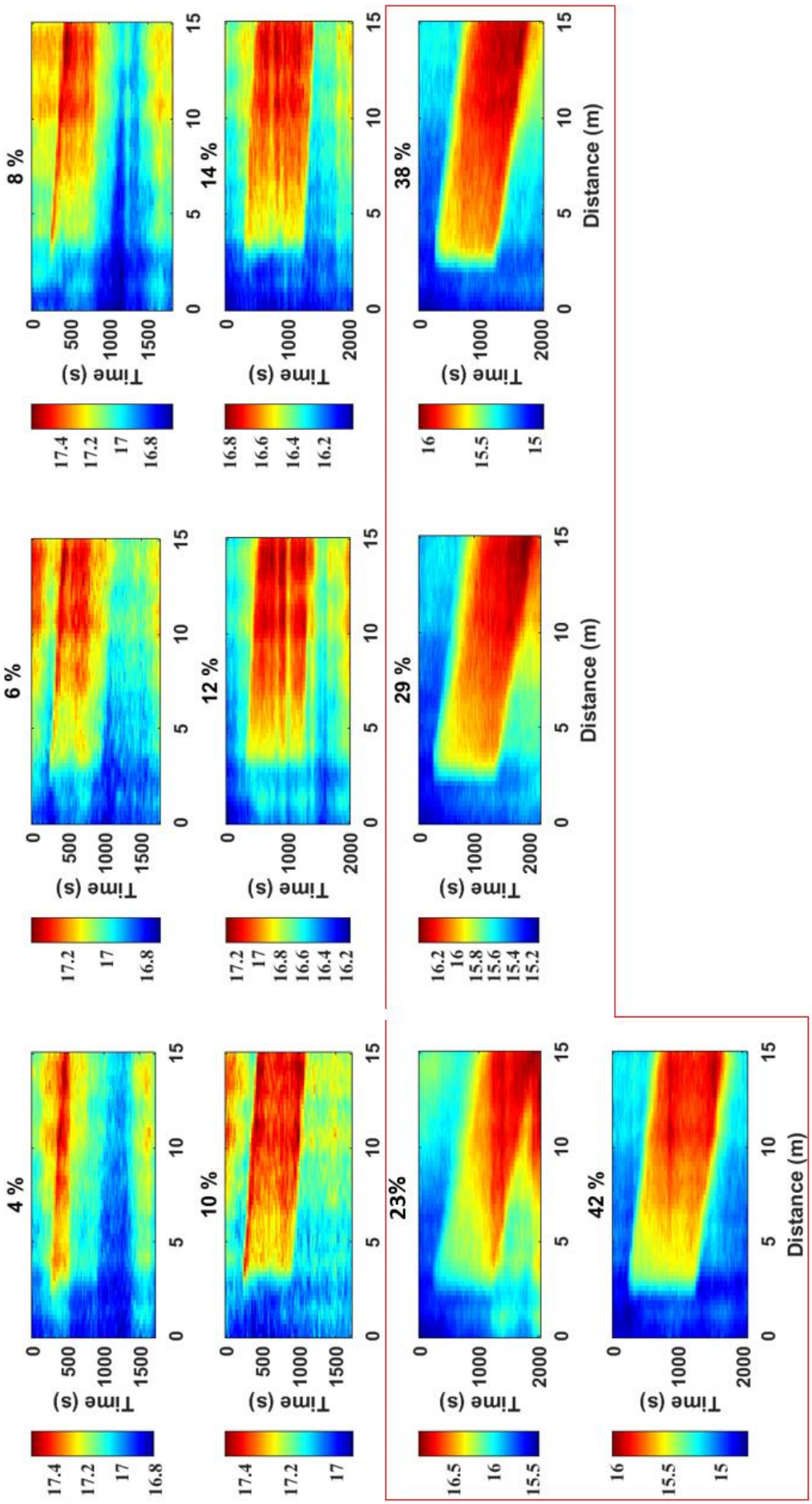


Figure 3-1. *Evolution 2D des expérimentations en canal. Les expériences avec R = 4 à 14% sont celles réalisées sous régime turbulent (Q = 3.6Ls^{-1}). Les expériences avec R= 23 à 42% ont été réalisées en régime laminaire (Q =0.8Ls^{-1}) (encadré rouge).*

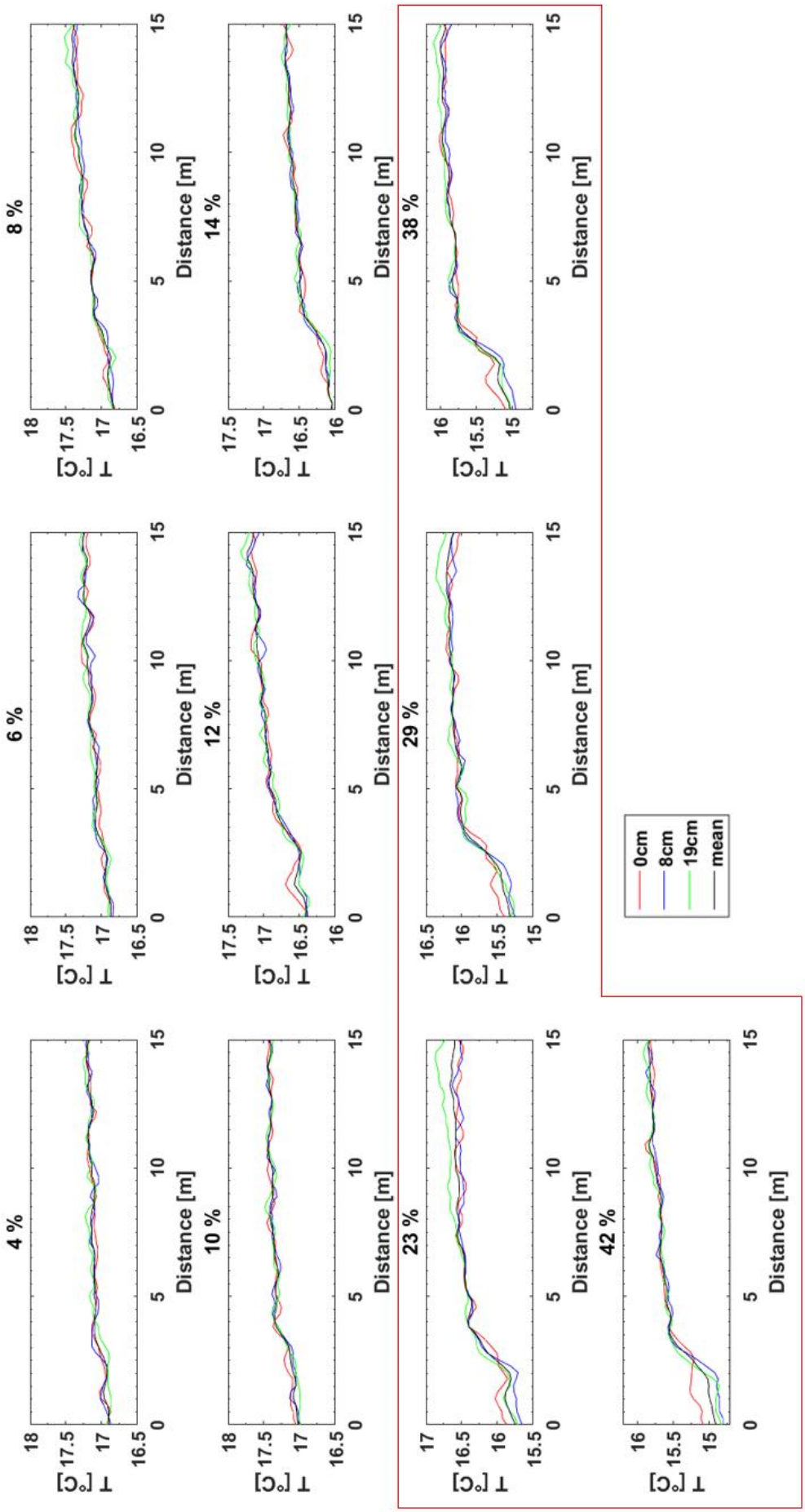


Figure 3-2. *Température en fin d'injection dans le canal à chaque hauteur : 0cm (rouge), 8cm (bleu), 19cm (vert) et température moyenne (noir). Les expériences menées en écoulement laminaires sont encadrées en rouge.*

Les graphiques de la Figure 3-3 présentent l'évolution temporelle de la température dans la fenêtre spatiale de mesure des anomalies thermiques, pour chaque expérience, à chaque hauteur du tirant d'eau (0, 8 et 19cm). Là encore, entre écoulements turbulents et laminaires, des différences apparaissent nettement. Pendant les expériences en régime turbulent, l'anomalie thermique apparaît et atteint une valeur plateau moins de 100s après l'injection (rappel : injection à 300s). En outre, une fois l'injection stoppée, le retour à la normale se fait également rapidement et l'eau du canal retrouve sa température initiale : l'anomalie thermique est constante dans le temps (R = 6, 10, 12 et 14%). Cette observation est bien sûr à relativiser pour les expériences avec R = 4 et 8% qui ont subi une recalibration du système durant la mesure. Dans ces deux cas particuliers pourtant, l'anomalie thermique – mesurée principalement avant l'apparition de cet artefact (voir section 3.2) – a été trouvée globalement équivalente à l'écart trouvé en fin d'expérience entre température avant arrêt de l'injection (t ≈ 900s) et température après arrêt (t ≈ 1100s). Seul le deuxième artefact en tout début d'injection, causé par la surchauffe de l'eau du tuyau, a pu éventuellement causer une surestimation de l'anomalie. C'est cet artefact en début de mesure, ajouté à celui déjà décrit pour R = 4 et 8% qui nous a conduit à choisir une fenêtre temporelle plus proche de la fin de l'injection (3 dernières minutes).

En écoulement laminaire, le comportement au cours du temps est différent. Outre des différences d'amplitude notables (principalement dues aux grands ratios d'injection), c'est surtout l'augmentation de l'amplitude de l'anomalie au cours du temps qui les distingue. Cette augmentation régulière pourrait s'expliquer par un régime non permanent. En effet, la faible durée des injections (moins de 15min) laisse supposer que l'équilibrage des flux n'est pas atteint. Le fait que cette augmentation est d'autant plus importante que le flux injecté est faible (23% vs 42%) va en ce sens : à débit plus faible, la vitesse d'injection est moindre et ne permet pas un équilibrage rapide. Les simulations menées sur des temps d'injection plus longs suggèrent que l'établissement du régime demande au moins 1000s après l'injection (Section 3.2. - Fig. 5).

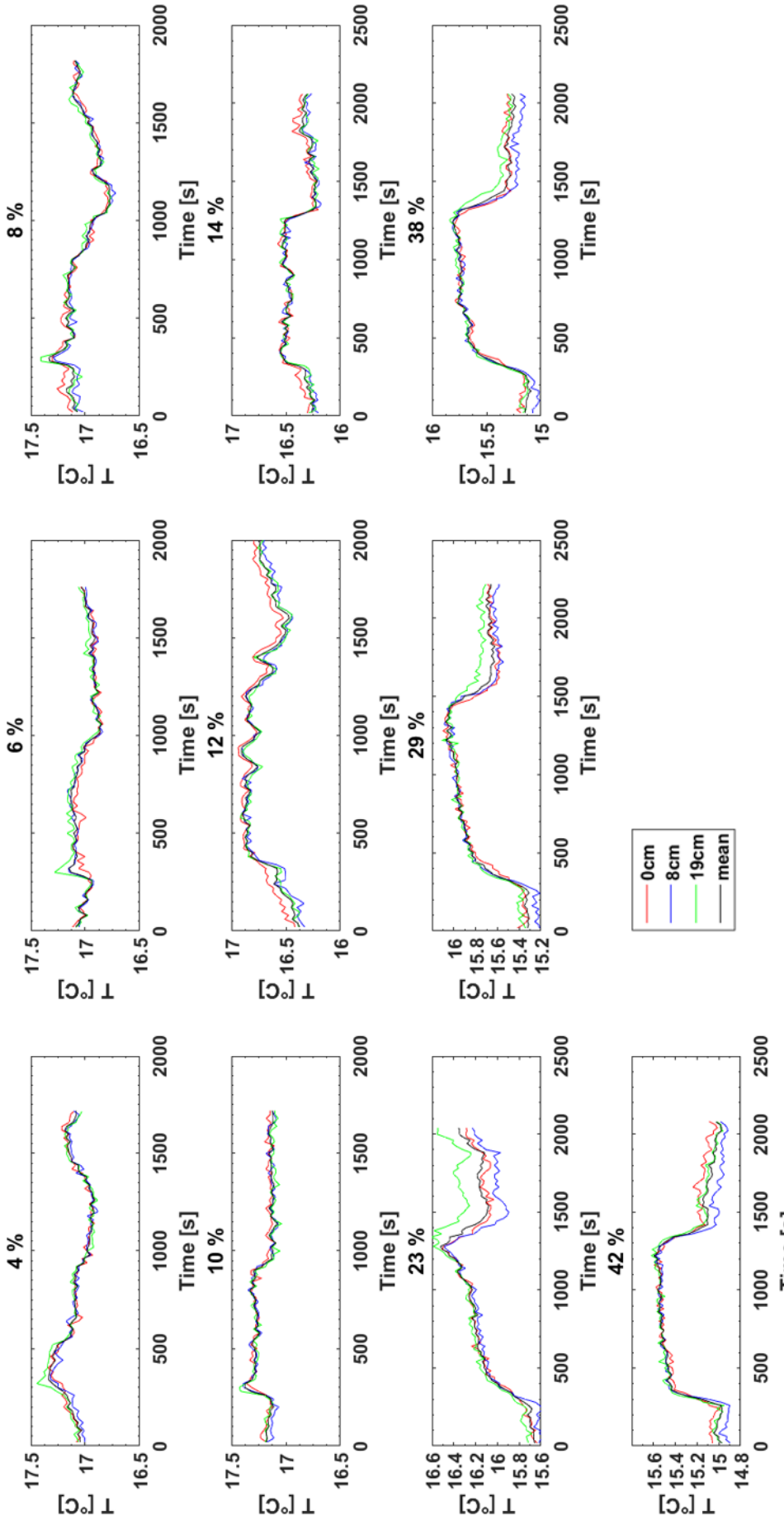


Figure 3-3. *Evolution temporelle de la température dans la fenêtre spatiale (+1 à +2m après l'injection), à chaque hauteur : 0cm (rouge), 8cm (bleu), 19cm (vert) et température moyenne (noir).*

3.4. Conclusion

Les résultats obtenus au cours de ces expérimentations ont permis de mettre en évidence les **différences de comportement de l'anomalie thermique en fonction du régime d'écoulement**. En écoulement turbulent, les anomalies thermiques liées aux injections s'accordent à la théorie de la conservation de masse et d'énergie et de mélange parfait des eaux proposée par Selker et al. (2006b). En revanche, à débit d'injection équivalent, les anomalies thermiques mesurées en écoulement laminaire sont plus faibles que celles observées et simulées en régime turbulent.

Cette différence de comportement entre les deux régimes d'écoulement pourrait être due au mélange imparfait des eaux. Toutefois, le **mélange des eaux s'est avéré satisfaisant** au cours des expériences (voir section 3.3). Et les simulations étant unidimensionnelles, elles présupposent un mélange parfait pour fonctionner. C'est donc la seconde hypothèse qui est retenue, à savoir une conservation de la masse et de l'énergie qui n'est pas tout à fait respectée. De fait, l'atténuation des anomalies thermiques en régime laminaire peut être due à une **dissipation de la chaleur lors de l'injection** quand le tirant d'eau est anormalement élevé. En effet, les expériences et simulations ont été menées avec un tirant d'eau minimum de 20cm, imposé à l'aval par un déversoir. Sans ce dernier, le tirant d'eau dans le canal en écoulement laminaire ne devrait pas dépasser quelques centimètres contre une dizaine ou plus en écoulement turbulent. Il s'agit en quelque sorte d'un **apport artificiel de volume (tirant à 20cm au lieu d'1 ou 2cm) pour une quantité fixe d'énergie**, d'où une anomalie plus faible. De plus, un léger phénomène de dispersion de l'anomalie vers l'amont a également été constaté durant les expériences et les simulations, contribuant à soustraire encore une partie du volume injecté à la mesure. En cas de mesures dans un petit cours d'eau à faible débit et présentant un embâcle ou une mouille, ce phénomène peut potentiellement mener à **une sous-estimation des flux souterrains**.

Outre cette non-conservation de la masse, les **mesures en écoulement laminaire** se sont également révélées très **sensibles aux apports d'énergie par l'atmosphère**. En temps normal, en raison de la vitesse d'écoulement et d'une courte longueur de mesure (quelques mètres), cet apport est trop faible pour impacter les anomalies thermiques. Toutefois, si le contraste thermique entre eau injectée et eau du canal est trop faible (= 0,5°C dans cet exemple), très peu d'énergie est apporté au canal par l'injection. Comparativement l'apport d'énergie solaire apparaît alors très important ; d'autant plus important que les faibles vitesses d'écoulement en régime laminaire laissent l'eau exposée au rayonnement solaire plus longtemps. A l'inverse du cas précédent donc, si la température de l'eau de la nappe est très proche de celle de la rivière et si aucune correction du flux radiatif n'est faite, les anomalies thermiques mesurées **peuvent mener à une surestimation des flux souterrains**.

Les résultats obtenus devraient être validés à plus grande échelle. La différence entre les distances de mélange entre les régimes turbulent et laminaire rend la localisation des anomalies thermiques plus complexe, d'où la nécessité d'une acquisition en continu sur de longues distances. Il convient en effet d'être vigilant sur la présence d'embâcles qui pourrait dissiper en partie les exfiltrations de la nappe. De même, les flux d'énergie dus aux radiations solaires peuvent s'avérer non négligeables en cas de faible contraste thermique entre nappe et cours d'eau ou de faible tirant d'eau. Des études supplémentaires pourraient être menées pour déterminer si un effet de dissipation peut exister pour des flux turbulents. De même, mener d'autres expériences en écoulement laminaire sans imposition du tirant d'eau à l'aval permettrait de mieux circonscrire cet effet de dissipation.

En conclusion, cette méthode de quantification reste efficace à condition de bien connaître le milieu dans lequel elle est utilisée. Elle demande malgré tout que les exfiltrations

de nappe soient **suffisamment importantes pour qu'elles modifient la température du cours d'eau**. Pour une précision de 0,05°C du FO-DTS, ces exfiltrations doivent représenter environ 5% du flux total du cours d'eau pour être détectées avec certitude ; 10% en cas d'écoulement laminaire. La mesure de la température par fibre optique permet-elle de détecter des arrivées diffuses, voire intermittentes, en milieu naturel ? Le cas échéant, est-il possible d'utiliser ces données pour tenter de quantifier les flux souterrains ? Ces deux questions de localisation et de quantification d'exfiltrations de nappe diffuses et intermittentes sont au cœur de la deuxième phase de ces travaux.

Chapitre 4.

Cartographie et quantification d’exfiltrations diffuses nappe dans un cours d’eau naturel par mesure distribuée de température par fibre optique

4.1. Introduction

Comme nous l'avons déjà évoqué plus haut, la mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) permet de cartographier et quantifier les exfiltrations de nappe en rivière. Cette **cartographie** se fait généralement de deux façons ; toute deux basées sur le fait que la température de la nappe varie très peu au cours du temps. Une première méthode consiste à choisir une période de fort contraste thermique entre la nappe et l'atmosphère : en été et/ou en fin d'après-midi, les exfiltrations de nappe apparaîtront relativement plus fraîches que le reste de la rivière. En hiver et/ou à l'aurore, les exfiltrations apparaîtront plus chaudes. Cette méthode est assez intuitive, mais présente le désavantage de ne pas distinguer les exfiltrations de nappe des recirculations hyporhéiques. De plus, l'utilisation de la température comme traceur s'avère plus difficile à mettre en œuvre lorsque les contrastes thermiques avec l'atmosphère sont faibles (Sebok et al., 2013; Selker et al., 2006d). La deuxième méthode consiste à directement analyser la variabilité thermique de la rivière sur une période donnée : tout point moins variable que le reste du cours d'eau peut être considéré comme une exfiltration de nappe (Lowry et al., 2007; Moffett et al., 2008). Cette méthode permet de mieux discriminer les exfiltrations de nappe – thermiquement stables – des recirculations hyporhéiques – qui ont une variabilité thermique peu ou prou équivalente au reste de la rivière sur une journée (Collier, 2008). Par conséquent, cette seconde méthode est d'autant plus efficace que les périodes d'analyse sont longues (au moins supérieures à la journée). Toutefois des exfiltrations très ponctuelles dans le temps peuvent être observées en dehors de ces périodes, par exemple lors de la transition entre basses eaux et hautes eaux.

La **quantification** des exfiltrations souterraines par fibre optique repose elle aussi sur deux principales méthodes. La première propose de disposer les câbles de fibre optique autour d'un axe et créer ainsi des cannes thermométriques capables de suivre les flux dans le sédiment avec une précision de quelques millimètres (Briggs et al., 2012b). Cette méthode s'appuie sur la résolution de l'équation de la chaleur pour prédire la vitesse du flux d'eau vertical (Gordon et al., 2012; Stallman, 1965) dans la zone hyporhéique. De par sa configuration, cette méthode impose des mesures localisées et demande de connaître préalablement l'emplacement des exfiltrations, mais elle peut donner de très bons résultats. Rosenberry et al. (2016) ont ainsi utilisé une variante de la méthode en localisant des exfiltrations de nappe par fibre optique, pour ensuite mesurer la vitesse d'exfiltration en utilisant les profils de température mesurés via des cannes thermométriques. Les vitesses estimées ont été comparées à des mesures directes par compteurs d'exfiltrations pour un $R^2 = 0,96$. La méthode a toutefois été utilisé sur des zones d'exfiltrations très concentrées (jusqu'à 5% du débit total) et sur de courtes périodes (quelques jours). La seconde méthode, déjà décrite et discutée dans les chapitres précédents, repose sur les travaux de Selker et al. (2006a). Basée sur la conservation de la masse et de l'énergie, elle permet de quantifier les exfiltrations de nappe le long d'un câble déployé sur le lit d'un cours d'eau. Toutefois, cette méthode de quantification n'est utilisable que si les exfiltrations sont assez importantes (>2% du débit total) pour modifier localement la température du cours d'eau (Lauer et al., 2013). Il en va d'ailleurs de même pour leur cartographie évoquée précédemment). Or, dans la plupart des cours d'eau, les exfiltrations de nappe sont généralement très faibles et/ou diffuses : dans ces conditions, le signal thermique de l'eau de la nappe peut être complètement dissipé par l'écoulement dans le cours d'eau et ne pas être détecté.

Les travaux présentés dans ce chapitre ont donc eu pour objectif de parvenir à **caractériser sur une longue durée et avec une grande résolution spatiale des exfiltrations de nappe de faible importance** dans un petit cours d'eau naturel. Ce travail s'appuie sur des **mesures distribuées de température par fibre optique (FO-DTS) durant onze mois hydrologique**. Les mesures de terrain ont été réalisées entre Juillet 2016 et Juin 2017 sur le site d'observation environnementale de la Zone Atelier Armorique (ZAAr), un des sites du réseau

international de recherche à long-terme en socio-écologie (LTSER) (Thomas et al., 2016a; Thomas et al., 2019; Thomas et al., 2016b). Les travaux réalisés pour la caractérisation des exfiltrations de nappe en milieu naturel ont mené à la rédaction de deux articles scientifiques (en préparation) consacrés respectivement à la cartographie des exfiltrations diffuses de nappe et à la quantification des flux entre la zone hyporhéique et le cours d'eau.

La première partie de ce chapitre présente une méthode permettant de **cartographier à chaque pas de temps et durant onze mois** les exfiltrations de nappe le long d'un bief de 614m. Basés sur l'étude du contraste thermique entre les sédiments de la zone hyporhéique et l'atmosphère, ces travaux sont présentés dans la section 4.2.

La deuxième partie de ce chapitre est tournée vers la **quantification d'exfiltrations intermittentes de nappe**. Les résultats qui y sont présentés ont été obtenus en couplant la résolution spatio-temporelle du FO-DTS et les profils thermiques dans le sédiment (0-115cm de profondeur) pour calculer les flux verticaux tout au long du bief. Ces résultats sont présentés dans la section 4.4.

Une troisième partie présentant des résultats complémentaires est consacrée à une **analyse spatio-temporelle** des données sur toute l'année de mesures. Les résultats obtenus permettent de mieux comprendre le fonctionnement du site et offrent des compléments aux synthèses présentées dans les articles.

4.2. Cartographie spatio-temporelle des exfiltrations de nappe

4.2.1. Article 2. Characterization of diffuse groundwater inflows into stream water. Part I: Spatial and temporal mapping framework based on fiber optic distributed temperature sensing

Hugo Le Lay[1,2], Zahra Thomas[1,*], François Rouault[1], Pascal Pichelin[1] and Florentina Moatar[2,3]

[1]UMR SAS, Agrocampus Ouest, INRA, 35000 Rennes, France; lelayhugo@gmail.com; zthomas@agrocampus-ouest.fr; francois.rouault@agrocampus-ouest.fr; pascal.pichelin@agrocampus-ouest.fr

[2]Laboratoire de GéoHydrosystèmes Continentaux (GéHCO), UPRES EA 2100, Université François-Rabelais, UFR des sciences et techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France;

[3]Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (Irstea), RiverLy, Centre de Lyon-Villeurbanne, 69625 Villeurbanne, France; florentina.moatar@irstea.fr

Correspondence: zahra.thomas@agrocampus-ouest.fr; 00 33 2 23 48 58 78

Abstract: Over the past 10 years, Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) has been used in hydrology to characterize groundwater-stream water exchanges. Since groundwater temperature varies less than stream temperature, mapping groundwater inflows into streams is usually based on identifying locations with low standard deviations of temperature. However, distinguishing groundwater inflows from hyporheic recirculation properly requires at least one day of observations. Over this period, and especially over longer periods (e.g. a few months, 1 year), punctual changes in groundwater inflow dynamics can be lost. In this study, we developed a framework using thermal contrast with the atmosphere and reference points in the stream that allowed us to characterize the spatial heterogeneity of these inflows and their temporal evolution. Thus, the study highlighted the importance of streambed topography, since riffles and perched reaches had many fewer inflows than pools. Additionally, the spatial extent of groundwater inflows increased at some locations during high flow. The usual standard-deviation approach located the same inflows but underestimated their extent because the standard deviation was integrated over an entire year.

Keywords: water temperature; groundwater-stream; inflow mapping framework

1. Introduction

Groundwater inflows into streams play an important role in the ecological balance of streams, contributing chemicals that drive water quality [*1-6*], supporting baseflow [*7-12*] and providing refuges for fauna [*13-22*]. Locating inflows is thus of great interest for river management and ecological restoration [*23-26*]. However, groundwater inflows are usually driven by multiple factors, such as hydraulic head gradients, multi-scale geomorphology and hydraulic conductivity of hyporheic sediment [*27-34*]. Because groundwater inflows are heterogeneous in space and variable in time, locating them is challenging.

Many methods can be used to map groundwater inflow zones in rivers [*35*]. Some methods use a direct approach such as measuring discharge in successive cross-sections (i.e. differential gauging) to determine gains and losses along a reach. Others use natural markers of inflow such as specific biological communities [*36-38*]. Most, however, usually use tracers. For instance, many studies monitored radon concentrations or stable-isotope ratios to detect groundwater inflows to rivers [*39-43*]. Among other possible tracers (e.g. ions, contaminants), heat has been recognized as reliable for identifying exchanges between groundwater and surface water [*44, 45*]. Most methods using temperature are based on punctual measurements in the stream, along thermal lances or in piezometers [*46*]. However, all have a limited spatial range that does not allow the heterogeneity of groundwater-stream interactions – nor their possible temporal intermittency – to be mapped at sufficient resolution.

Only the recent development of airborne thermal infrared imagery (TIR) and Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) has provided good spatial coverage of stream thermal heterogeneities. TIR is an indirect technique that measures the temperature of the stream surface only [*47, 48*]. It has a larger spatial range than FO-DTS, but lower accuracy and temporal resolution than it [*49*].

FO-DTS sensors send a laser impulse down a fiber optic cable to infer temperature along the cable. The measured ratio of the temperature-dependent Raman backscattered signal (anti-Stokes) to the temperature-independent Raman signal (Stokes) provides the temperature, while the time required for the backscattered signal to return provides the temperature's location. This technique provides direct measurements every 0.25 m along a cable a few km long, with an accuracy as high as 0.05°C depending on the brand, set-up and configuration chosen [*50, 51*]. The spatial resolution and accuracy of FO-DTS can be used to map groundwater inflows, which are more thermally stable over time than stream water. Indeed, stream temperature is usually influenced more by air temperature [*52-54*]; at groundwater inflows, however, the temperature varies less over time. Calculating a simple standard deviation (SD) of temperature over a given period is usually sufficient to identify stream points influenced by groundwater inflows (low SD) from points that are not (higher SD). However, this method can be problematic for intermittent inflows such as those during short high-water episodes, droughts and floods. The time period over which thermal variability is calculated can obviously be adapted to address these episodes, but the approach still requires at least one day of observations to properly distinguish groundwater from hyporheic recirculation [*55*]. Thus, potential changes in groundwater inflow dynamics could be hidden by transitional periods (e.g. beginning of high flows).

The present study developed a framework to map groundwater inflows at individual time-steps using the thermal contrast between FO-DTS measurements in the hyporheic zone and the atmosphere. This framework thus attempts to characterize the spatio-temporal heterogeneity of groundwater inflows. After describing the testing of our framework in a second-order stream, we discuss its potentials and limits.

2. Materials and Methods

Study site

We performed our study in an area in northeastern Brittany, France, called the Zone Atelier Armorique (ZAAr). The ZAAr is part of the International Long-Term Socio-Ecological Research network LTSER (www.lter-europe.net). Measurements were made along a 614 m long reach of the Petit Hermitage, a second-order stream [*56*] that drains a 16 km^2 sub-watershed and flows from south to north. Only the last several hundred m of the Petit Hermitage were monitored until its confluence with its last tributary, the Vilqué (Fig. 1c), which is a first-order stream draining an adjacent 2.34 km^2 watershed with a similar flow direction. The northern part of the ZAAr, where the monitoring occurred, lies on schist bedrock and loess. The southern part of the ZAAr, where the Petit Hermitage has its source, lies on granodiorite and altered hornfels. Bedrock of the entire area is overlain by a weathered zone considered to be the main unconfined aquifer of the area [*57, 58*]. Soil and land-use characteristics reflect this north-south dichotomy: upstream soils (south) are characterized by a mix of silica sand and altered schist with forests. Downstream soils (north, monitored reach) are mainly aeolian and alluvial silts with wetlands, agricultural fields and meadows. The streambed is thus a mix of silt and deposited organic matter, with sand coming from upstream. The climate in the region is oceanic, with mean annual precipitation of 965 mm and air temperatures generally ranging from 0-25°C, with some exceptional events below 0°C or above 30°C. Rainfall and temperature data for the site were obtained from a weather station 1 km north (downstream) of the reach.

Previous studies offered good insight into the area [*59, 60*] since results of long-term measurements were already available (e.g. soil moisture, piezometers, weather station, water quality, stream discharge, thermal dataloggers). In addition, the site was susceptible to dispersed groundwater inflows [*61*]. The upstream monitored reach consists of a heavily monitored hillslope including a large wetland (Fig. 1). The middle area is dominated by small woods followed by a meadow. The confluence is located in a woody wetland (hereafter, "swamp"). From this land-use typology, four sub-reaches were defined:

wetland, woods, meadow and swamp. Previous studies found the Vilqué tributary strongly influenced by groundwater throughout the year, although it was not accessible for direct measurements.

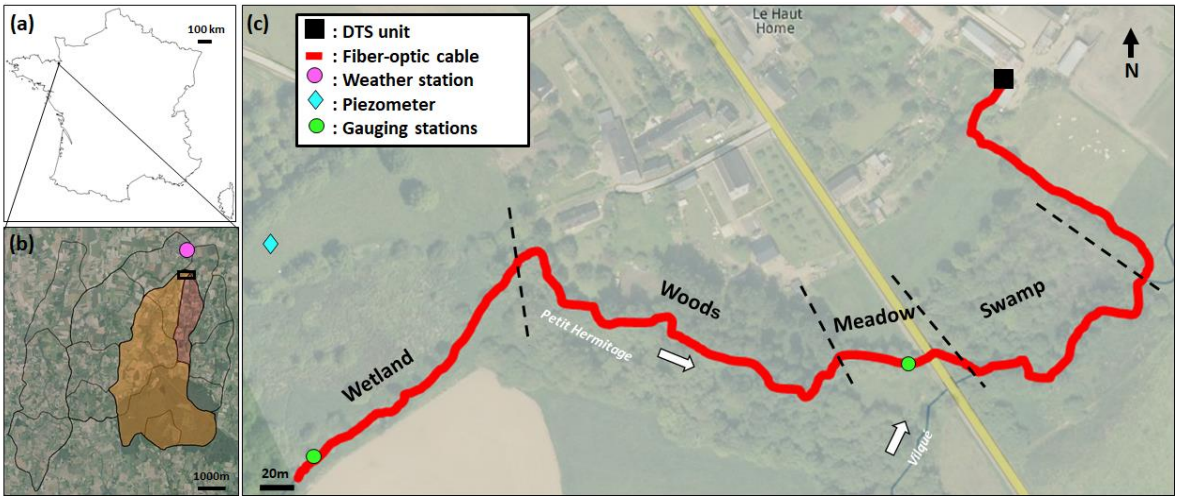


Figure 1. Location of the study site in the Zone Atelier Armorique, France. The monitored stream, Petit Hermitage, is a second-order stream draining a 16 km² sub-watershed whose small tributary drains a 2.34 km² area. A fiber optic cable 614 m long was placed in the main stream and connected to a Distributed Temperature Sensing (DTS) unit in a nearby building. A piezometer was previously installed upstream of the site, as were gauging stations in the stream. Dashed lines indicate boundaries between sub-reaches with different geomorphologies. A weather station lies ca. 1 km to the north of the site.

The longitudinal elevation of the Petit Hermitage streambed was measured with a theodolite (Leica) ca. every 4 m. The wetland, the most upstream sub-reach of the main stream, varies little in elevation, with small pools a few cm deep (Fig. 2). However, the wetland has a steeper overall slope (ca. 2.4‰) than the rest of the stream (0.08‰) because a former deviation of the stream during the 19th century and the 1950s created a perched streambed in this reach (Fig. 2a). Despite high banks (ca. 50-80 cm above the streambed) and many bulrushes, it is sunnier than following sub-reaches. The woods, with willows and bushes, is much more forested. It is also a wetland, but with more pronounced meandering and a clear succession of riffles and deep pools (every 40-50 cm). The following meadow sub-reach is straighter, with its left bank occupied by sheep. It is partly shaded because of bushes on the right bank, a narrower streambed and trees in its last third, but sunlight can still hit the stream surface at noon or in summer in some locations. A road bridge crosses over the stream in its last third. The swamp is the last sub-reach of the stream, which begins immediately after the confluence with the Vilqué tributary. It is similar to the woods but has smaller woody vegetation, more pronounced meanders and larger (although fewer) pools. Its banks (40 cm above the streambed) are also slightly lower than those of upstream sub-reaches (50-80 cm), so groundwater outcrops during high-water periods, and the soil remains wet most of the year. The most downstream part of this sub-reach was not accessible during the topography campaign due to fallen trees; thus, elevation data covered a shorter distance than the 614 m long thermal data from the FO-DTS cable.

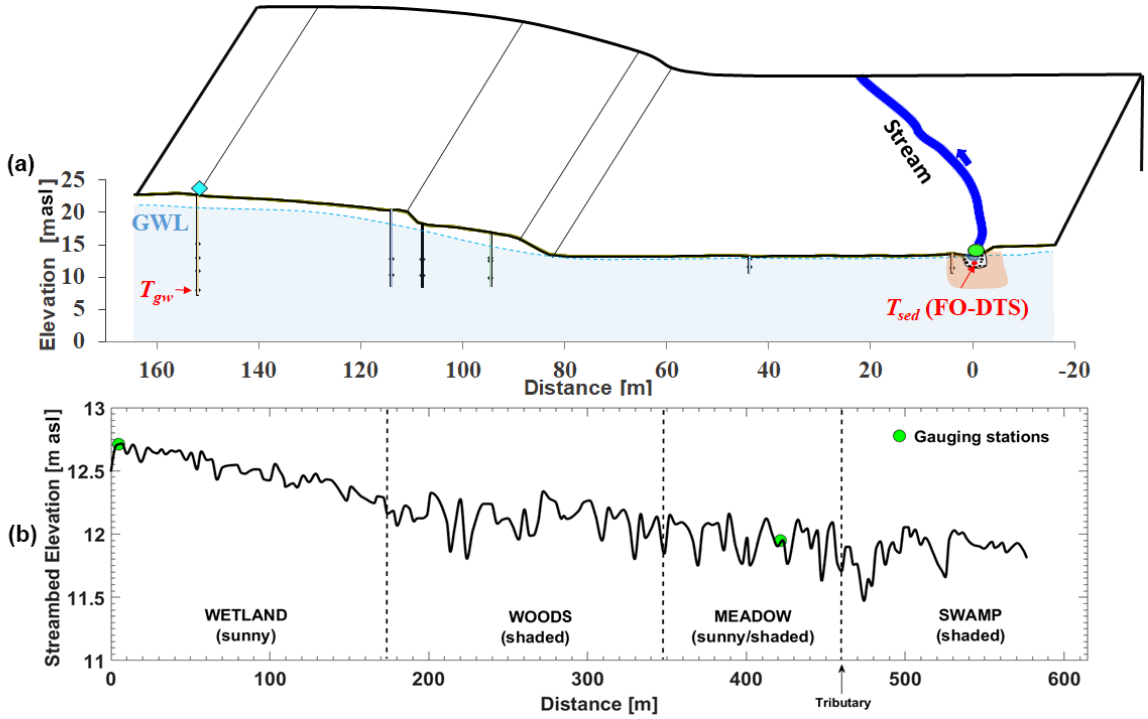


Figure 2. (a) Transverse profile of the hillslope adjacent to the wetland sub-reach, showing locations and depths of piezometers, including the one (blue diamond) used to measure groundwater temperature (T_{gw}) and groundwater level (GWL, dashed blue line), and (b) longitudinal profile of the streambed of the Petit Hermitage. Streambed elevation was measured every 4 m in the center of the streambed. Land use, overall exposure to sunlight and locations of gauging stations (green circles) are also indicated. T_{sed} (FO-DTS) = sediment temperature from fiber optic distributed temperature sensing, m asl = m above sea level

Piezometry and differential gauging

Large-scale groundwater movements and periods of potential stream loss and/or gain [*62*] were determined using the pre-existing network of piezometers and gauging stations (Fig. 1). The depth of these piezometers varies from 15 m on the hillslope to 4.5 m near the stream in the wetland. Groundwater level was monitored by HOBO Mini-Diver sensors, with an accuracy of ±0.2 cm and a 5 min time-step. Only the piezometer 15 m deep, located on the crest of the hillslope, was used in this study (Figs. 1 and 2a) to simplify interpretation by providing only the general hydraulic gradient with the stream. Stream water stages were monitored using OTT Opheus sensors, with identical accuracy (±0.5 cm) and time-step (5 min), at two gauging stations (Figs. 1 and 2). Discharge was measured at each gauging station ca. every two months using the salt-dilution method [*63*]. The resulting discharges were used to refine pre-existing rating curves and thus infer stream discharge time-series based on water level measurements at each gauging station. These discharges ($L.s^{-1}$) were converted into specific flow rates Qs ($L\ s^{-1}\ km^{-2}$) by dividing them by their respective drained areas. These specific discharges were used to compare the relative groundwater contribution over time at these points. Groundwater and stream water levels were expressed in m above sea level (m asl) for comparison purposes.

Temperature measurements

Locations of groundwater inflows in the stream were collected using a distributed temperature sensor (Ultima XT-DTS, Silixa Ltd, UK) with a dual-ended duplexed configuration [*64*], 40 min time integration and 0.25 m spatial sampling. The fiber optic cable was a 4 mm wide Brussens cable (Brugg, Switzerland) protected by stainless steel armoring and polyamide. Short segments of the cable (20-30 m) were coiled in two water baths for calibration [*51*]. A cold bath inside a refrigerator and a heated and insulated warm bath were kept thermally homogeneous with bubblers and monitored with RBRsolo

temperature loggers with an accuracy of 0.002°C. The FO-DTS system was calibrated following van de Giesen et al. method [*64*] using the reference temperatures in the baths. Due to a lack of electricity at the end of the cable, no validation bath could be set up. Temperature measurement of the FO-DTS system and a thermal lance (Umwelt-und Ingenieurtechnik GmbH, Germany) were compared to assess measurement accuracy broadly. The FO-DTS cable near the lance was found uncovered by sediment most of the year, so the instruments were compared with the lance set in the stream water (z = +5 cm). Lance accuracy was estimated as 0.1°C (manufacturer values). Measurement accuracy criteria indicated low values (0.016°C, 0.017°C, 0.022°C) for cold and warm baths compared to stream water (0.015°C, 0.018°C) (Table 1).

Table 1. Mean bias and root mean-squared error (RMSE) of fiber optic temperature measurements following van de Giesen et al. method [*64*]. Since no validation bath could be set up, three segments were used: cold calibration bath, warm calibration bath, and the farthest segment of the cable with a nearby independent temperature probe (UIT lance: depth = +5 cm; uncertainty = ±0.1°C).

Location	Mean bias (°C)	RMSE (°C)
Cold bath	0.016	0.022
Warm bath	0.016	0.017
Stream water	0.150	0.180

Although the cable was 1000 m long, only 614 m of it were placed in the stream. We placed it in the thalweg and, when possible, in the middle of the stream, where hydraulic conductivity is likely to be highest [*27*]. The cable was buried in the streambed sediment, ca. 3 cm below the streambed surface, to prevent potential groundwater inflows from being displaced by stream water and thus going undetected [*65, 66*]; it also kept the cable in place. Nonetheless, during the year-long monitoring, the cable was sometimes found uncovered by sediment in a few locations. Also, the streambed sometimes diverted from its original location, pushing the cable into sandbanks. Temperature data from the FO-DTS was considered to be that of the sediment (T_{sed}) since the cable was, strictly speaking, set within the sediment. Air temperature (T_{air}) was obtained by averaging the temperature found along a 100 m long segment of fiber optic cable near the stream (straight section downstream of the swamp, Fig. 1). Protected from direct solar radiation by trees and its northern orientation, the cable was also suspended on a fence to prevent contact with the ground.

Data post-processing: framework for spatio-temporal mapping of groundwater inflows

We based our framework on two hypotheses. The first is that stream water temperature (T_{sw}) varies in a range between T_{air} and groundwater temperature (T_{gw}). Evans et al. [*53*] stated that more than 80% of total thermal exchanges in streams occur at the air-water interface. In contrast, Caissie [*52*] demonstrated that groundwater, with approximately 15% of total thermal exchanges, tends to buffer the atmosphere's influence on stream temperature. Thus, T_{sw} should be closer to T_{air} than T_{gw}, regardless of the season or the hour, but it will be closer to T_{gw} when groundwater inflows are strong. The second hypothesis was to consider T_{sed} (obtained with FO-DTS) as similar to T_{sw} in order to have continuous information along the stream. Therefore, combining the two hypotheses, the first step to detect groundwater inflows is to study the thermal difference between T_{sed} and T_{air} at each point (i) and each time-step (t):

$$dT_{sed-air(t,i)} = T_{sed(t,i)} - T_{air(t)} \quad (1)$$

Conceptual presentation of this theory highlights effects of the temperature of the two main compartments (i.e. atmosphere (T_{air}) and groundwater (T_{gw})) on those of shallow sediment (T_{sed}) (Fig. 3a). Sediment temperature of a stream point influenced by groundwater varies less diurnally and is closer to T_{gw} than that of a point influenced only by the atmosphere. T_{sed} lags slightly behind T_{air} because

T_{sed} requires time to react to T_{air}. Depending on latitude, climate, geomorphology and season, T_{air} differs most from T_{gw} in the morning (coldest) and evening (warmest) and differs least from T_{gw} around midnight and midday (transitional periods).

When T_{air} and T_{gw} differ the most (morning and evening), the amplitude of $dT_{sed\text{-}air}$ always increases under groundwater influence (Fig. 3b). When T_{air} and T_{gw} differ the least (midnight and midday), the relation between $dT_{sed\text{-}air}$ and groundwater inflow inverses: the amplitude of $dT_{sed\text{-}air}$ always decreases under groundwater influence because T_{sed} requires time to react to T_{air} (Fig. 3c). Regardless of the difference between T_{air} and T_{gw}, periods of high flow have much higher amplitude than those of low flow because the additional water volume of high water has more thermal inertia, which requires much more energy to increase in temperature (Figs. 3b and c). Consequently, the atmosphere influences stream temperature less.

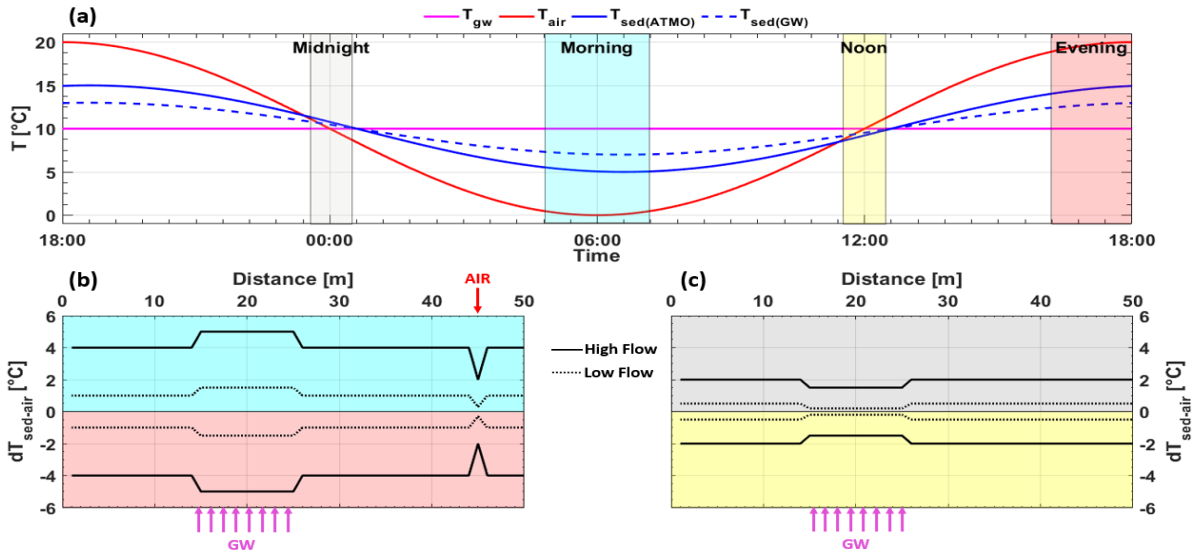


Figure 3. Conceptual diagram of the theory underlying the study's framework. (a) Theoretical diurnal temperatures of the atmosphere (T_{air}), groundwater (T_{gw}), and the sediment influenced mainly by each of them (T_{sed}(ATMO) and T_{sed}(GW), respectively). (Bottom) Theoretical differences between sediment and air temperatures ($dT_{sed\text{-}air}$) (Eq. 1) under high or low flow (b) in morning and evening or (c) at midnight and midday along a reach with groundwater (GW) inflow.

To remove this inversion of $dT_{sed\text{-}air}$, the signal is centered on a reference point assumed to lie outside of groundwater influence. Additionally, since the information sought (groundwater influence) is related to the signal's amplitude and not its sign, the absolute value is calculated for clarity:

$$diffT_{sed-air(t,i)} = \left| dT_{sed-air(t,i)} - \min(dT_{sed-air(t,ref)}) \right| \qquad (2)$$

where $dT_{sed\text{-}air(t,ref)}$ is the difference between T_{air} and T_{sed} at time-step t in a reference segment with no groundwater inflow. In the equation, the minimum value of $dT_{sed\text{-}air(t,ref)}$ (i.e. that closest to T_{air}) in the reference segment is selected for the centering.

Obviously, centering should be performed using stream reaches with similar sunlight exposure, water stage and overall flow rate (no tributaries), since these factors can change the influence of T_{air} greatly [*52, 54, 67, 68*]. Special care should be taken for streams with clear and/or shallow water, such as those in our study area, since direct sunlight can influence FO-DTS measurements [*69*]. Ultimately, there were three requirements to use this method successfully: (1) identify reaches with similar geomorphology, (2) identify reference points for each reach and (3) determine a threshold beyond which a $diffT_{sed\text{-}air}$ can be attributed to groundwater inflow.

The reaches were determined empirically based on the overall sunlight exposure (shading and orientation) and whether a tributary was present or not. Thus, four geomorphological sub-reaches were defined, similar to those previously described (Figs. 1 and 2):

(i) The wetland, with a relatively straight channel, shallow flow and almost no high riparian vegetation
(ii) The woods and upstream part of the meadow, with more pronounced meandering, alternating riffles and pools, and high trees or banks
(iii) The downstream part of the meadow (including the bridge and the section after it), shaded with low trees and with a large streambed
(iv) The swamp beyond the confluence with the Vilqué, always shaded with taller trees, larger meanders and deeper flow, with alternating riffles and pools

The reference points were determined based on $diffT_{sed\text{-}air}$ dynamics. According to our framework and hypotheses, points influenced only by the atmosphere should have the lowest values, except for points outside of the stream or when $dT_{sed\text{-}air} \approx 0°C$. First, for each reach, short cable segments with low $dT_{sed\text{-}air}$ – suggesting a strong atmospheric influence – were selected. These reference segments were preferentially chosen upstream of each reach. Then, each potential reference segment was visually analyzed over time to exclude points accidentally exposed to the atmosphere. Finally, for each reach and each time-step t, the minimum value of $dT_{sed\text{-}air}$ was selected and used to center (i.e. normalize) data (Eq. 4).

Once centered to their respective reference, the data from each sub-reach became more easily comparable. Small fluctuations in $diffT_{sed\text{-}air}$ remained, but they could be explained by a buffering effect due to different water stages (riffle, pool) or different depths of burial in the sediment. To automatically select locations most likely due to groundwater inflows and not only the buffering effect, a simple threshold was applied. The mean value of $diffT_{sed\text{-}air}$ along the entire monitored reach was calculated for each time-step: any points with values over it were considered potential anomalies due to groundwater inflows, while values below it were considered to be influenced by the atmosphere.

3. Results and discussion

Hydrological processes

From July to mid-November 2016, the stream had low specific discharge (1.2-2.8 $L.s^{-1}.km^{-2}$), both upstream of the site (Q_{sup}) and more downstream, in the site's meadow (Qs_{down}) (Fig. 4a). Despite a few storm events from July 16 to November 16, almost no floods were recorded in the stream, and both upstream and downstream discharges remained similar. A few episodes in which Qs_{down} decreased to Q_{sup} were observed in August and September 2016, indicating possible losses along the reach. However, the reality of losses is difficult to assess because of uncertainty in the gauging measurements. This period from July to mid-November 2016 was qualified as low flow.

In contrast, from late November 2016 to June 2017, the site had much larger specific discharge (up to 20 $L.s^{-1}.km^{-2}$ in December), which would have been due to longer rainfall periods (Fig. 4a). Unfortunately, no rainfall was recorded in autumn due to a malfunction in the weather station. During this period, Qs_{down} began to exceed Q_{sup} during storm events and even during periods with no rain, after the recession limb (Fig. 4a). For instance, the difference increased from ca. 0.8 to 1.6 $L.s^{-1}.km^{-2}$ during January, to 3.0 $L.s^{-1}.km^{-2}$ in early March. Although successive storm events increased uncertainty in baseflow estimates. Afterwards, the difference decreased until late May, when the locations had similar specific discharge (2.6 $L.s^{-1}.km^{-2}$). These observations of Qs_{down} higher than Q_{sup} when no runoff was recorded tended to indicate a gaining reach from at least December-March. Thus, the period from late November 2016 to May 2017, with successive floods and an overall increase in baseflow, was qualified as high flow.

Groundwater discharge seemed to be synchronized with the low-flow period (July to mid-November 2016), with the groundwater level in the upstream wetland sub-reach decreasing from ca. 13.0 to 11.3 m asl by mid-November (Fig. 4b). During this period, the stream water level remained at ca. 12.7 m asl. Recharge also began when high flow began in late November; however, groundwater

remained lower than the stream (negative hydraulic gradient) until February (12.8 m asl). This behavior appeared unusual for the site, where the hydraulic gradient usually becomes positive as early as December. This extended recharge period was attributed to an exceptionally dry year for the area and perhaps the fact that the streambed had been raised (Fig. 2). Ultimately, this upstream sub-reach had positive hydraulic gradient only from February-May 2017. Downstream sub-reaches likely had the same behavior, but they had no piezometers that could confirm this hypothesis.

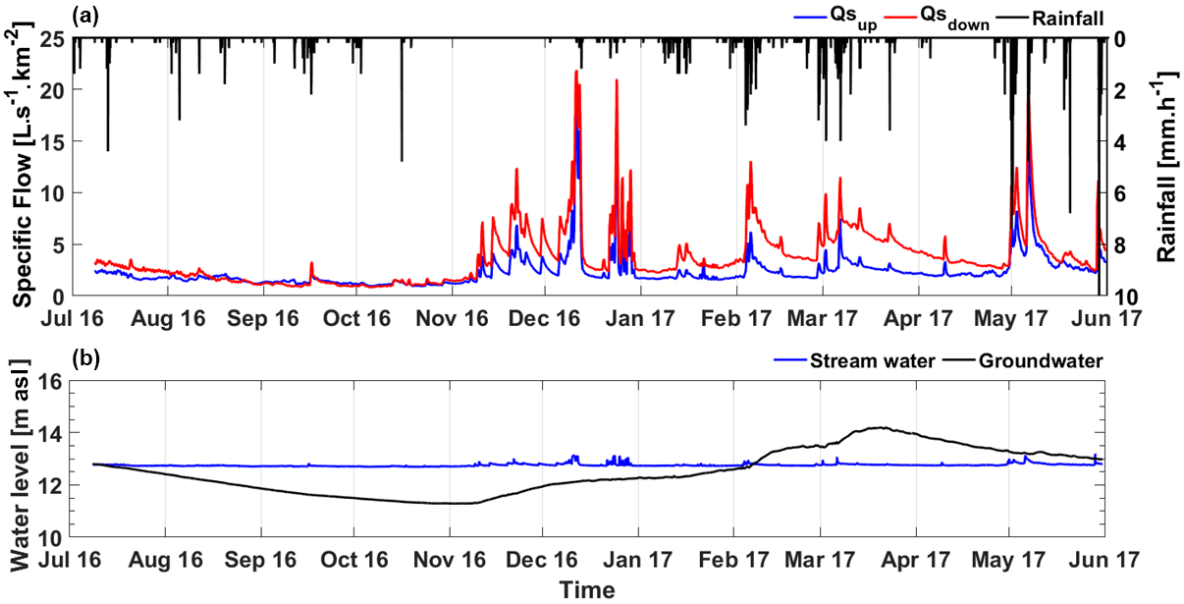


Figure 4. Hydrological processes in the study site over one year. (a) Stream discharge upstream and downstream of the reach and rainfall from a weather station 1 km downstream. (b) Groundwater and stream water levels in the upstream wetland sub-reach.

Evolution of groundwater inflows over time and space

The hydraulic and geomorphological data provided good insight into the hydrological processes involved. During low flow, the stream lost water, most likely in its upstream wetland sub-reach. During high flow and between storm events (e.g. early January 2017), discharge increased from upstream to downstream gauging stations, indicating groundwater inflows.

During the low-flow period (July-October 2016), T_{sed} was relatively high because T_{air} exceeded T_{gw} (Fig. 5a). During the high-flow period (late November 2016 to May 2017), T_{gw} minus T_{air} ($dT_{gw\text{-}air}$) became increasingly positive, indicating the colder seasons of autumn and winter. T_{sed} followed this trend, decreasing to a minimum in late January before increasing again in spring. Within this overall synchronicity between T_{air} and Tsed, certain points in the stream reacted differently over time. For instance, several points in the sediment ca. 230 m (woods) and 475 m (swamp) from the beginning of the cable appeared cooler during warm periods and warmer during cold periods than the rest of the stream (Fig. 5a).

Examination of $dT_{sed\text{-}air}$ showed not only these points of thermal anomaly but also periods during which T_{sed} of the entire stream deviated from T_{air} (Fig. 5b). In addition, $T_{sed\text{-}air}$ of some of the points of thermal anomaly remained close to zero throughout the year (62, 350, 395 and 460 m), indicating artifacts due to non-submerged cable segments. Temporally, $T_{sed\text{-}air}$ varied more when T_{air} was close to T_{gw} (e.g. September-November 2016, March-May 2017), shifting between positive and negative values. Notably, during the transition from low flow to high flow (December 2016 to February 2017), $dT_{sed\text{-}air}$ and $dT_{gw\text{-}air}$ had high values at the same time. This high variability of dTsed-air illustrated the combined effect of a rapidly changing T_{air} and the lag time of T_{sed}. Because this behavior made interpretation more difficult, centering was used to distinguish groundwater inflows from atmosphere-induced artifacts.

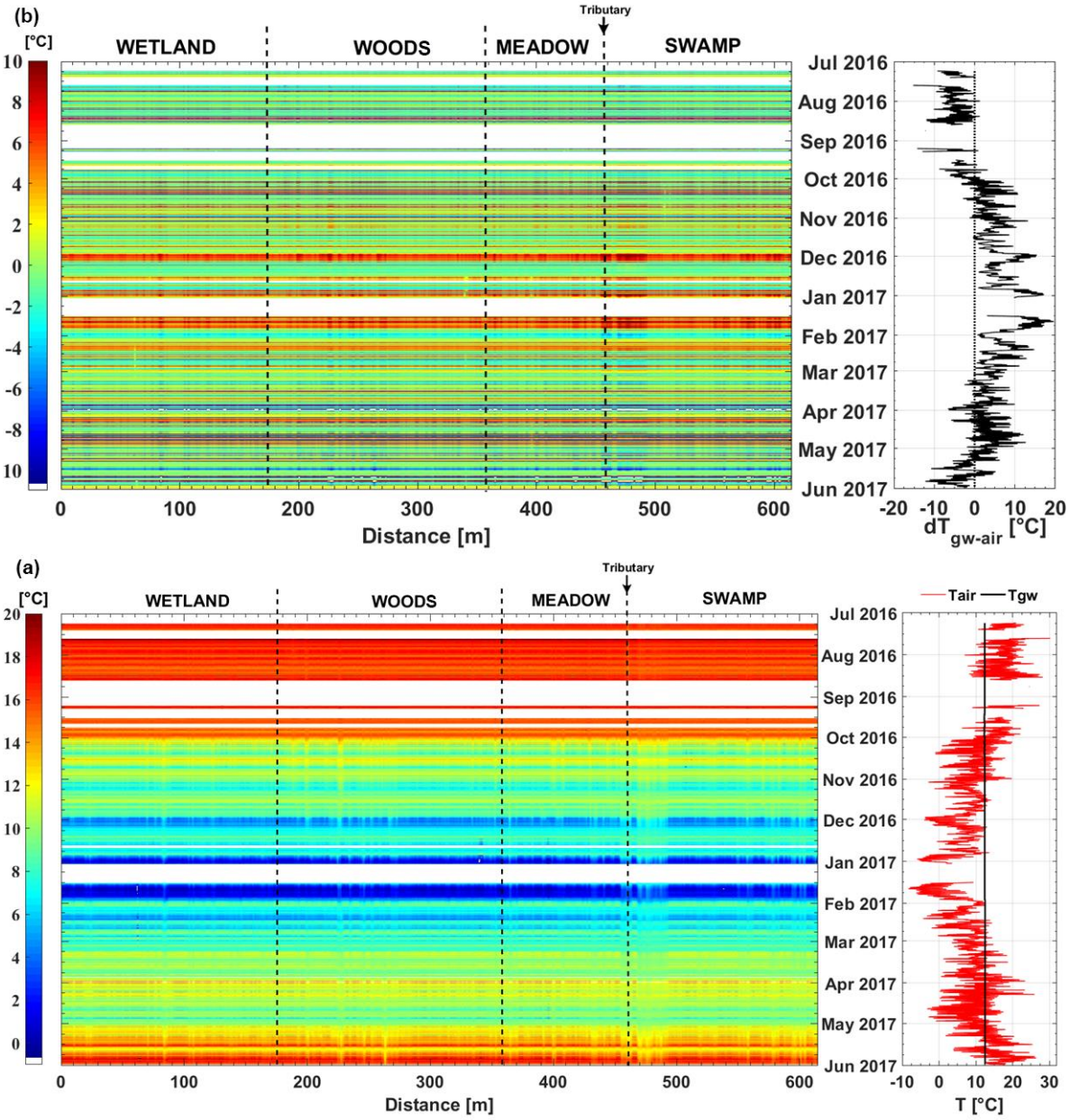
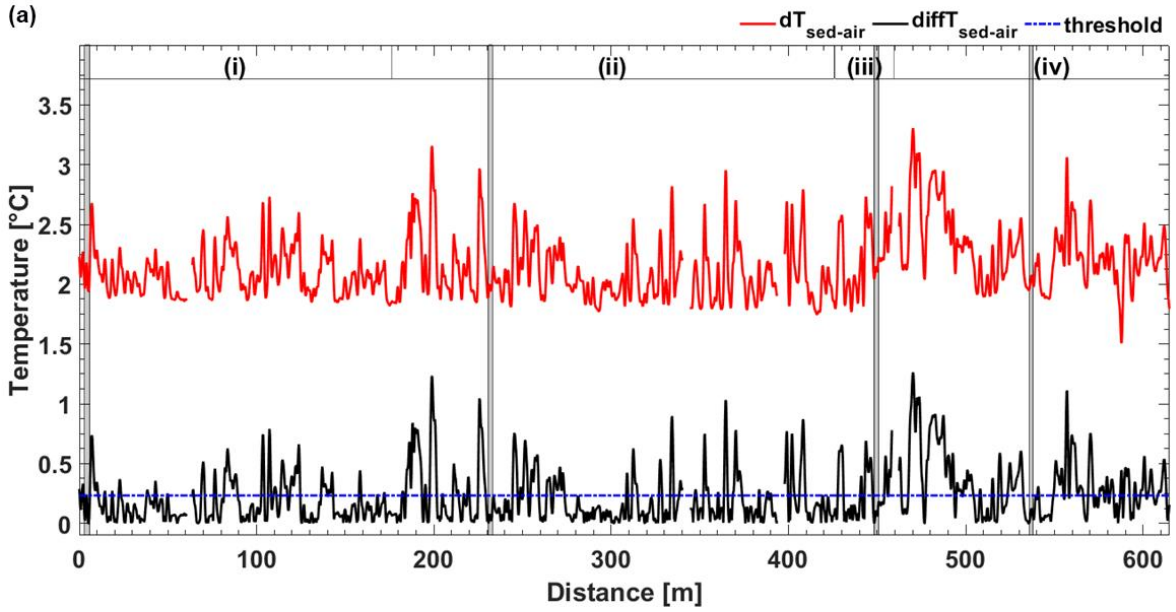


Figure 5. Spatio-temporal evolution of (a) streambed temperature (Tsed) in the Petit Hermitage compared to dynamics of air and groundwater temperature (T_{air} and T_{gw}, respectively) and (b) the difference between sediment and air temperature ($dT_{sed-air}$) compared to dynamics of T_{gw} minus T_{air} (T_{gw-air}). White bands indicate missed data.

After centering each sub-reach's T_{sed} (Fig 6a), we observed large heterogeneities over time and space along the Petit Hermitage. Sub-reaches had many points with no groundwater inflows detected: the entire upstream wetland [0-180 m], the end of the woods [290-380 m], the entire meadow [380-450 m] and the middle of the swamp [500-540 m] (Fig 6b). The absence of thermal anomalies in the wetland sub-reach was most likely due to the perched streambed of the upstream zone, which likely made it lose water. The woods and swamp sub-reaches had several riffles (the latter from 500-550 m), and their higher elevations may have prevented groundwater inflows. In contrast, the meadow was more heterogeneous: although generally free of inflows during low flow (July-December), clear inflows appeared from January-June 2017. Thus, the swamp clearly experienced a seasonal effect in which

groundwater flow paths were mobilized during high flow. Segments of the meadow always free of groundwater inflows [370-400 m] could also have been so because of several riffles.

The groundwater inflows themselves displayed different patterns throughout the year, such as intermittent ones in the meadow but constant ones in the swamp. Constant inflows in the wetland (e.g. at 25 and 85 m) were apparently unrelated to streambed topography but could have been due to deep groundwater flow paths from the opposite, non-instrumented, side of the stream. Indeed, in the wetland, the stream's right side has a much steeper bank and is much closer to the hill; thus, the groundwater level in the right hillslope may have been higher than that measured in the left hillslope (Fig. 4b). The potential of a distant groundwater flow path is also supported by the position of the cable in the thalweg, which has a greater probability of intercepting this kind of deep circulation [*61, 70*]. Constant inflows were also detected in a segment of the wetland and woods sub-reaches [100-280 m], but they could not be related to any parameters besides proximity to the hillslope and the natural streambed [100-200 m] or the relatively low elevation [210-260 m] (Fig. 6b). In addition, a seasonal effect starting in November 2016 may have increased inflows from 150-250 m. Finally, the segment of the swamp sub-reach after the confluence [460-614 m] was dominated mostly by inflows throughout the year. The especially clear inflow signal from 460-500 m may have been related to it occurring in the deepest pool recorded at the site.



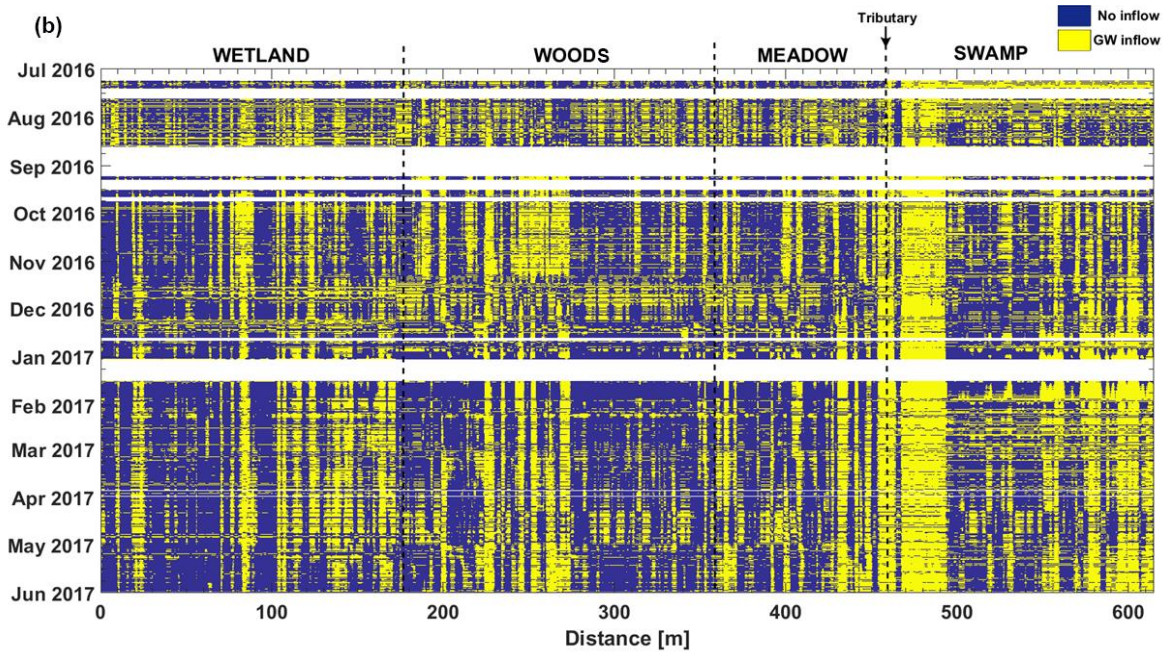


Figure 6. Application of the fiber optic distributed temperature sensing framework to map groundwater inflow. (a) Example of sediment temperature minus air temperature ($dT_{sed\text{-}air}$) at a given time-step (3 August 2016 at 14:04) and its corresponding value after centering ($diffT_{sed\text{-}air}$) using the $dT_{sed\text{-}air}$ of each geomorphological sub-reach's (i-iv) reference segment. Mean $diffT_{sed\text{-}air}$ at this time-step is used as a threshold above which a peak was considered to be groundwater inflow. (b) Spatio-temporal evolution of thermal anomalies indicating locations with or without groundwater (GW) inflows throughout the year. White columns indicate points where the sediment or fiber optic cable was frequently observed non-submerged. Note: results of (a) generate data for one horizontal line of (b).

The thermal anomalies mapped using our framework were usually considered to be likely groundwater inflows. Comparing our results to the annual SD of Tsed shows that most low SDs were associated with likely groundwater inflows detected more than half of the year, and vice-versa (Fig. 7). However, certain inflows detected more than half of the year (Fig. 7) had a smaller spatial extent than those detected during shorter periods (e.g. 310-460 m during high flow) (Fig. 6b). Other arguments support the groundwater inflow hypothesis. For example, some anomalies appeared at beginning of the high-flow period, especially in the meadow [310-460 m], as indicated by the net gain in discharge identified by differential gauging of Q_{sup} and Q_{sdown}. Moreover, most anomalies were located in pools, where intersection with groundwater was the most likely. The generally continuous and turbulent stream flow throughout the year was considered sufficient to prevent thermal stratification, which also could have explained such differences in pools [*71-73*]. In addition, the downstream segment beyond 460 m lies in the swamp. Consequently, its banks and the surroundings were flooded or wet most of the year, indicating a likely positive hydraulic gradient from groundwater to the stream, which may explain the dense anomalies detected there (except for the shallowest sections).

Despite this indirect evidence, the nature of these thermal anomalies can be discussed further. For instance, Norman and Cardenas [*74*] showed that some anomalies could be caused by hyporheic flow recirculation instead of groundwater inflows. A cable buried deeper in the sediment may also experience greater lag time after the atmospheric signal. When our cable was removed, however, it had not been buried much deeper, except perhaps in the deepest pools, where estimating depth was difficult. In some locations [100-350 m], cable segments were uncovered by movement of the streambed [*75*] or even tangled up with branches and leaves. Nonetheless, the points directly in the stream water, with low $diffT_{sed\text{-}air}$, did not behave so differently that they modified the detection threshold. Only segments of cable found non-submerged differed significantly ($diffT_{sed\text{-}air} \approx 0$) and were removed from the dataset.

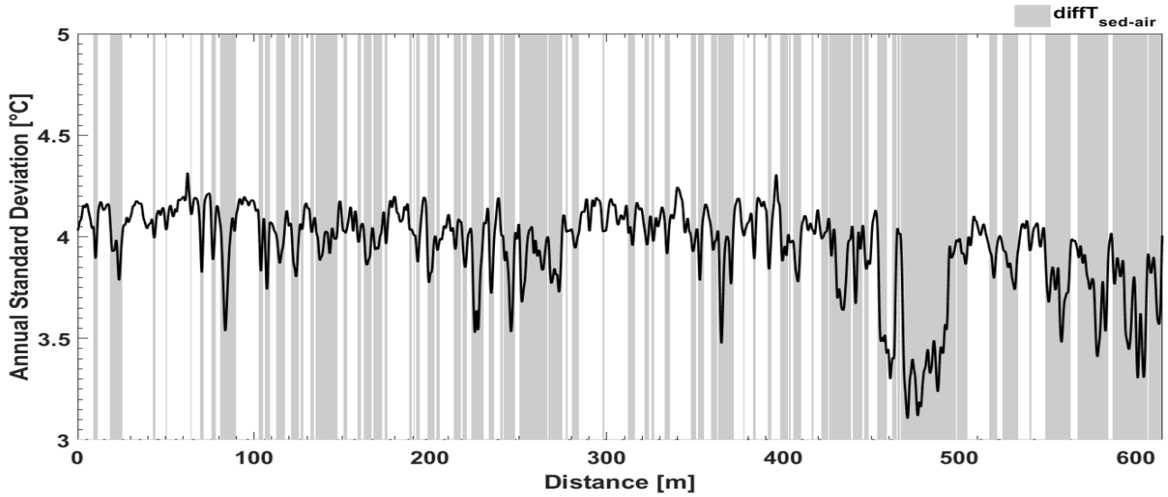


Figure 7. Locations of likely groundwater inflows detected more than half of the year by applying our framework (gray zones) compared to the annual standard deviation of sediment temperature (black line). Lower standard deviations also indicate likely groundwater inflows.

5. Conclusions

This study developed a new method for spatial and temporal mapping of weak groundwater inflows in a small stream using FO-DTS. We developed a framework based on thermal contrast between shallow sediment and air temperature. This thermal contrast was normalized using a reference segment for each sub-reach. The framework's method characterized spatial heterogeneity and temporal intermittency to map groundwater inflows. Results highlighted the main temporal scale needed to identify effects from groundwater or the atmosphere. Diurnal patterns of temperature variation, as well as seasonal variability (high- and low-water periods), provided a conceptual framework for interpreting thermal anomalies. Streambed topography was also important: riffles and perched reaches had many fewer inflows than pools. In addition, the spatial extent of groundwater inflows increased at some locations during the high-flow period. During high flow, the usual SD approach located the same inflows but underestimated their extent because the SD was integrated over the entire year. The inflow mapping method showed a clear distribution of groundwater inflows consistent with previous studies of the same stream. However, it is likely that some anomalies interpreted as groundwater inflows were, in fact, due to processes such as hyporheic recirculation or over-buffering from sediment. Additional piezometric measurements on site, vertical flow measurements in the hyporheic zone and/or the use of isotopes and chemical tracers could also help to determine the processes involved and identify sources and sinks. Even though the method still needs improvement, this study underscored the need to consider patterns and change in groundwater inflows over a long temporal scale. Also, mapping temporal intermittency can help improve the analysis and identification of biogeochemical and hydrological processes, especially in heterogeneous streams with geomorphological contrast or heavy human modification. This method may prove useful in domains such as hydrological modeling and environmental management, which require high spatial resolution and high-frequency data.

Acknowledgments: Authors warmly thank Mr. and Mrs. Pitois for the shelter and electricity they kindly provided during the entire campaign. We also thank all technicians from UMR INRA AGROCAMPUS OUEST SAS who helped us place the fiber optic cable and perform the field work. We also thank the ILSTER Zone Atelier Armorique. This project was funded by the French Water Agency - Agence de l'Eau Loire Bretagne (no. 150417801).

References

1. Cox, M. H.; Su, G. W.; and Constantz, J., Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams, *Ground Water*, 2007, *45*, 187-195.

2. Dybkjaer, J. B.; Baattrup-Pedersen, A.; Kronvang, B.; and Thodsen, H., Diversity and Distribution of Riparian Plant Communities in Relation to Stream Size and Eutrophication, *Journal of Environmental Quality*, 2012, *41*, 348-354.

3. Ebersole, J. L.; Liss, W. J.; and Frissell, C. A., Cold water patches in warm streams: Physicochemical characteristics and the influence of shading, *Journal of the American Water Resources Association*, 2003, *39*, 355-368.

4. Fernald, A. G.; Landers, D. H.; and Wigington, P. J., Water quality changes in hyporheic flow paths between a large gravel bed river and off-channel alcoves in Oregon, USA, *River Research and Applications*, 2006, *22*, 1111-1124.

5. Gaynor, J.; MacTavish, D.; and Findlay, W., Atrazine and metolachlor loss in surface and subsurface runoff from three tillage treatments in corn, *Journal of Environmental Quality*, 1995, *24*, 246-256.

6. Vidon, P.; Allan, C.; Burns, D.; Duval, T. P.; Gurwick, N.; Inamdar, S.; Lowrance, R.; Okay, J.; Scott, D.; and Sebestyen, S., Hot Spots and Hot Moments in Riparian Zones: Potential for Improved Water Quality Management1, *Journal of the American Water Resources Association*, 2010, *46*, 278-298.

7. Hester, E. T.; and Gooseff, M. N., Moving Beyond the Banks: Hyporheic Restoration Is Fundamental to Restoring Ecological Services and Functions of Streams, *Environmental Science & Technology*, 2010, *44*, 1521-1525.

8. Bucak, T.; Trolle, D.; Andersen, H. E.; Thodsen, H.; Erdogan, S.; Levi, E. E.; Filiz, N.; Jeppesen, E.; and Beklioglu, M., Future water availability in the largest freshwater Mediterranean lake is at great risk as evidenced from simulations with the SWAT model, *Science of the Total Environment*, 2017, *581*, 413-425.

9. Freeze, R. A., Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow, *Water Resources Research*, 1972, *8*, 609-623.

10. Kunkle, G. R., Computation of ground-water discharge to streams during floods, or to individual reaches during base flow, by use of specific conductance, *US Geol. Surv., Prof. Pap*, 1965, 207-210.

11. Nathan, R.; and McMahon, T., Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses, *Water resources research*, 1990, *26*, 1465-1473.

12. Wittenberg, H., Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes, *Hydrological Processes*, 1999, *13*, 715-726.

13. Alexander, M. D.; and Caissie, D., Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream, *Ground Water*, 2003, *41*, 72-82.

14. Ficke, A. D.; Myrick, C. A.; and Hansen, L. J., Potential impacts of global climate change on freshwater fisheries, *Reviews in Fish Biology and Fisheries*, 2007, *17*, 581-613.

15. Hillyard, R. W.; and Keeley, E. R., Temperature-Related Changes in Habitat Quality and Use by Bonneville Cutthroat Trout in Regulated and Unregulated River Segments, *Transactions of the American Fisheries Society*, 2012, *141*, 1649-1663.

16. Lane, C. R.; Flotemersch, J. E.; Blocksom, K. A.; and Decelles, S., Effect of sampling method on diatom composition for use in monitoring and assessing large river condition, *River Research and Applications*, 2007, *23*, 1126-1146.

17. Magoulick, D. D.; and Kobza, R. M., The role of refugia for fishes during drought: a review and synthesis, *Freshwater Biology*, 2003, *48*, 1186-1198.

18. Dugdale, S. J.; Bergeron, N. E.; and St-Hilaire, A., Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river, *Remote Sensing of Environment*, 2013, *136*, 358-373.

19. Dugdale, S. J.; Bergeron, N. E.; and St-Hilaire, A., Spatial distribution of thermal refuges analysed in relation to riverscape hydromorphology using airborne thermal infrared imagery, *Remote Sensing of Environment*, 2015, *160*, 43-55.

20. Ebersole, J. L.; Liss, W. J.; and Frissell, C. A., Thermal heterogeneity, stream channel morphology, and salmonid abundance in northeastern Oregon streams, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 2003, *60*, 1266-1280.

21. Hester, E. T.; and Doyle, M. W., Human Impacts to River Temperature and Their Effects on Biological Processes: A Quantitative Synthesis, *Journal of the American Water Resources Association*, 2011, *47*, 571-587.

22. Lisi, P. J.; Schindler, D. E.; Bentley, K. T.; and Pess, G. R., Association between geomorphic attributes of watersheds, water temperature, and salmon spawn timing in Alaskan streams, *Geomorphology*, 2013, *185*, 78-86.

23. Baattrup-Pedersen, A.; Jensen, K. M. B.; Thodsen, H.; Andersen, H. E.; Andersen, P. M.; Larsen, S. E.; Riis, T.; Andersen, D. K.; Audet, J.; and Kronvang, B., Effects of stream flooding on the distribution and diversity of groundwater-dependent vegetation in riparian areas, *Freshwater Biology*, 2013, *58*, 817-827.

24. Bayley, P. B., The flood pulse advantage and the restoration of river-floodplain systems, *Regulated Rivers: Research & Management*, 1991, *6*, 75-86.

25. Brown, A. G.; Lespez, L.; Sear, D. A.; Macaire, J.-J.; Houben, P.; Klimek, K.; Brazier, R. E.; Van Oost, K.; and Pears, B., Natural vs anthropogenic streams in Europe: History, ecology and implications for restoration, river-rewilding and riverine ecosystem services, *Earth-Science Reviews*, 2018, *180*, 185-205.

26. Kurth, A. M.; Weber, C.; and Schirmer, M., How effective is river restoration in re-establishing groundwater-surface water interactions? - A case study, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2015, *19*, 2663-2672.

27. Genereux, D. P.; Leahy, S.; Mitasova, H.; Kennedy, C. D.; and Corbett, D. R., Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA, *Journal of Hydrology*, 2008, *358*, 332-353.

28. Wawrzyniak, V.; Piégay, H.; Allemand, P.; Vaudor, L.; Goma, R.; and Grandjean, P., Effects of geomorphology and groundwater level on the spatio-temporal variability of riverine cold water patches assessed using thermal infrared (TIR) remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, 2016, *175*, 337-348.

29. Mutz, M.; and Rohde, A., Processes of surface-subsurface water exchange in a low energy sand-bed stream, *International Review of Hydrobiology*, 2003, *88*, 290-303.

30. Hester, E. T.; Doyle, M. W.; and Poole, G. C., The influence of in-stream structures on summer water temperatures via induced hyporheic exchange, *Limnology and Oceanography*, 2009, *54*, 355-367.

31. Winter, T. C., A landscape approach to identifying environments where ground water and surface water are closely interrelated, *Groundwater Management*, 1995, 139-144.

32. Fox, A.; Laube, G.; Schmidt, C.; Fleckenstein, J. H.; and Arnon, S., The effect of losing and gaining flow conditions on hyporheic exchange in heterogeneous streambeds, *Water Resources Research*, 2016, *52*, 7460-7477.

33. Burkholder, B. K.; Grant, G. E.; Haggerty, R.; Khangaonkar, T.; and Wampler, P. J., Influence of hyporheic flow and geomorphology on temperature of a large, gravel-bed river, Clackamas River, Oregon, USA, *Hydrological Processes*, 2008, *22*, 941-953.

34. Matheswaran, K.; Blemmer, M.; Thorn, P.; Rosbjerg, D.; and Boegh, E., Investigation of Stream Temperature Response to Non-Uniform Groundwater Discharge in a Danish Lowland Stream, *River Research and Applications*, 2015, *31*, 975-992.

35. Kalbus, E.; Reinstorf, F.; and Schirmer, M., Measuring methods for groundwater? surface water interactions: a review, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2006, *10*, 873-887.

36. Griebler, C.; and Lueders, T., Microbial biodiversity in groundwater ecosystems, *Freshwater Biology*, 2009, *54*, 649-677.

37. Iribar, A.; Sánchez-Pérez, J. M.; Lyautey, E.; and Garabétian, F., Differentiated free-living and sediment-attached bacterial community structure inside and outside denitrification hotspots in the river–groundwater interface, *Hydrobiologia*, 2008, *598*, 109-121.

38. Malard, F.; and Hervant, F., Oxygen supply and the adaptations of animals in groundwater, *Freshwater Biology*, 1999, *41*, 1-30.

39. Frei, S.; and Gilfedder, B., FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon, *Water Resources Research*, 2015, *51*, 6776-6786.

40. Genereux, D. P.; Hemond, H. F.; and Mulholland, P. J., Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed, *Journal of Hydrology*, 1993, *142*, 167-211.

41. Mullinger, N. J.; Pates, J. M.; Binley, A. M.; and Crook, N. P., Controls on the spatial and temporal variability of Rn-222 in riparian groundwater in a lowland Chalk catchment, *Journal of Hydrology*, 2009, *376*, 58-69.

42. Kaandorp, V. P.; Doornenbal, P. J.; Kooi, H.; Peter Broers, H.; and de Louw, P. G. B., Temperature buffering by groundwater in ecologically valuable lowland streams under current and future climate conditions, *Journal of Hydrology*, 2019, *3*, 1-16.

43. Frei, S.; Durejka, S.; Le Lay, H.; Thomas, Z.; and Gilfedder, B. S., Quantification of Hyporheic Nitrate Removal at the Reach Scale: Exposure Times vs. Residence Times, *water resources research*, 2019, *in review*.

44. Anderson, M. P., Heat as a ground water tracer, *Ground Water*, 2005, *43*, 951-968.

45. Constantz, J., Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams, *Water Resources Research*, 1998, *34*, 1609-1615.

46. Winslow, J., Effect of stream infiltration on ground water temperatures near Schenectady, *NYUS Geol. Surv. Prof. Paper*, 1962, *450*, C125-C128.

47. Lalot, E.; Curie, F.; Wawrzyniak, V.; Baratelli, F.; Schomburgk, S.; Flipo, N.; Piegay, H.; and Moatar, F., Quantification of the contribution of the Beauce groundwater aquifer to the discharge of the Loire River using thermal infrared satellite imaging, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2015, *19*, 4479-4492.

48. Wawrzyniak, V.; Piegay, H.; and Poirel, A., Longitudinal and temporal thermal patterns of the French Rhne River using Landsat ETM plus thermal infrared images, *Aquatic Sciences*, 2012, *74*, 405-414.

49. Hare, D. K.; Briggs, M. A.; Rosenberry, D. O.; Boutt, D. F.; and Lane, J. W., A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water, *Journal of Hydrology*, 2015, *530*, 153-166.

50. Tyler, S. W.; Selker, J. S.; Hausner, M. B.; Hatch, C. E.; Torgersen, T.; Thodal, C. E.; and Schladow, S. G., Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods, *Water Resources Research*, 2009, *45*, 1-11.

51. Hausner, M. B.; Suarez, F.; Glander, K. E.; van de Giesen, N.; Selker, J. S.; and Tyler, S. W., Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data, *Sensors*, 2011, *11*, 10859-10879.

52. Caissie, D., The thermal regime of rivers: a review, *Freshwater Biology*, 2006, *51*, 1389-1406.

53. Evans, E. C.; McGregor, G. R.; and Petts, G. E., River energy budgets with special reference to river bed processes, *Hydrological Processes*, 1998, *12*, 575-595.

54. Benyahya, L.; Caissie, D.; Satish, M. G.; and El-Jabi, N., Long-wave radiation and heat flux estimates within a small tributary in Catamaran Brook (New Brunswick, Canada), *Hydrological Processes*, 2012, *26*, 475-484.

55. Collier, M. W., Demonstration of fiber optic distributed temperature sensing to differentiate cold water refuge between ground water inflows and hyporheic exchange, Master of science, Oregon State University, 2008.

56. Strahler, A. N., Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 1957, *38*, 913-920.

57. Jaunat, J.; Huneau, F.; Dupuy, A.; Celle-Jeanton, H.; Vergnaud-Ayraud, V.; Aquilina, L.; Labasque, T.; and Le Coustumer, P., Hydrochemical data and groundwater dating to infer differential flowpaths through weathered profiles of a fractured aquifer, *Applied Geochemistry*, 2012, *27*, 2053-2067.

58. Lachassagne, P.; Wyns, R.; and Dewandel, B., The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes, *Terra Nova*, 2011, *23*, 145-161.

59. Thomas, Z.; Rousseau-Gueutin, P.; Kolbe, T.; Abbott, B. W.; Marçais, J.; Peiffer, S.; Frei, S.; Bishop, K.; Pichelin, P.; Pinay, G.; and de Dreuzy, J.-R., Constitution of a catchment virtual observatory for sharing flow and transport models outputs, *Journal of Hydrology*, 2016, *543*, 59-66.

60. Thomas, Z.; Rousseau-Gueutin, P.; Abbott, B. W.; Kolbe, T.; Le Lay, H.; Marçais, J.; Rouault, F.; Petton, .; Pichelin, P.; Le Hennaff, G.; Squividant, H.; Labasque, T.; de Dreuzy, J.-R.; Aquilina, L.; Baudry, J.; and Pinay, G.,

Long-term ecological observatories needed to understand ecohydrological systems in the Anthropocene: a catchment-scale case study in Brittany, France, *Regional Environmental Change*, 2019, 19, 1-15.

61. Kolbe, T.; Marcais, J.; Thomas, Z.; Abbott, B. W.; de Dreuzy, J. R.; Rousseau-Gueutin, P.; Aquilina, L.; Labasque, T.; and Pinay, G., Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer, *Journal of Hydrology*, 2016, *543*, 31-46.

62. Constantz, J., Heat as a tracer to determine streambed water exchanges, *Water Resources Research*, 2008, *44*, 20.

63. Calkins, D.; and Dunne, T., A salt tracing method for measuring channel velocities in small mountain streams, *Journal of Hydrology*, 1970, *11*, 379-392.

64. Van de Giesen, N.; Steele-Dunne, S. C.; Jansen, J.; Hoes, O.; Hausner, M. B.; Tyler, S.; and Selker, J., Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data, *Sensors*, 2012, *12*, 5471-5485.

65. Krause, S.; Blume, T.; and Cassidy, N., Investigating patterns and controls of groundwater up-welling in a lowland river by combining Fibre-optic Distributed Temperature Sensing with observations of vertical hydraulic gradients, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, *16*, 1775-1792.

66. Lowry, C. S.; Walker, J. F.; Hunt, R. J.; and Anderson, M. P., Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor, *Water Resources Research*, 2007, *43*, 1-9.

67. Hebert, C.; Caissie, D.; Satish, M. G.; and El-Jabi, N., Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada), *Hydrological Processes*, 2011, *25*, 2439-2455.

68. Maheu, A.; Caissie, D.; St-Hilaire, A.; and El-Jabi, N., River evaporation and corresponding heat fluxes in forested catchments, *Hydrological Processes*, 2014, *28*, 5725-5738.

69. Neilson, B. T.; Hatch, C. E.; Ban, H.; and Tyler, S. W., Solar radiative heating of fiber-optic cables used to monitor temperatures in water, *Water Resources Research*, 2010, *46, 2-17*.

70. Toth, J., A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins, *Journal of geophysical research*, 1963, *68*, 4795-4812.

71. Matthews, K. R.; Berg, N. H.; Azuma, D. L.; and Lambert, T. R., Cool water formation and trout habitat use in a deep pool in the sierra-nevada, california, *Transactions of the American Fisheries Society*, 1994, *123*, 549-564.

72. Nielsen, J. L.; Lisle, T. E.; and Ozaki, V., Thermally stratified pools and their use by steelhead in northern california streams, *Transactions of the American Fisheries Society*, 1994, *123*, 613-626.

73. Webb, B. W.; and Walling, D. E., Complex summer water temperature behaviour below a UK regulating reservoir, *Regulated Rivers-Research & Management*, 1997, *13*, 463-477.

74. Norman, F. A.; and Cardenas, M. B., Heat transport in hyporheic zones due to bedforms: An experimental study, *Water Resources Research*, 2014, *50*, 3568-3582.

75. Sebok, E.; Duque, C.; Engesgaard, P.; and Boegh, E., Application of Distributed Temperature Sensing for coupled mapping of sedimentation processes and spatio-temporal variability of groundwater discharge in soft-bedded streams, *Hydrological Processes*, 2015, *29*, 3408-3422.

4.2.2. Conclusion

L'objectif principal de ces travaux était de décrire l'évolution spatio-temporelle de faibles exfiltrations de nappe dans un bief de 615m durant onze mois. Afin de repérer de faible exfiltrations de nappe sans qu'elles soient dissipées par le courant, le câble de fibre optique a été placé dans la partie superficielle des sédiments (-3cm). Ensuite, à chaque pas de temps (40min), la différence de température entre sédiment et atmosphère a été calculée en chaque point de la fibre, puis normalisée en utilisant des points de référence caractérisés par une influence atmosphérique normale. Suite à ces traitements successifs, les points présentant des **différences de température prononcées avec l'atmosphère** sont considérés comme des **exfiltrations souterraines.** Comme d'autres paramètres – tels qu'un enfouissement excessif du câble – peuvent causer de forts contrastes avec l'atmosphère, un seuil a été mis en place : au-delà de ce seuil, toute anomalie est considérée comme une exfiltration de nappe. Un cadre méthodologique et un schéma conceptuel permettent d'identifier les fenêtres temporelles où les anomalies de température présentent des motifs spécifiques (diurne, nocturne et hautes eaux basses eaux).

Les résultats obtenus ont permis une **cartographie des exfiltrations de nappe au cours de l'année hydrologique étudiée**. La comparaison de ces résultats (moyennés sur l'année) avec la variabilité annuelle le long de la fibre indique que la majorité des anomalies thermiques détectées étaient effectivement des exfiltrations souterraines. Le complément de données hydrauliques et géomorphologiques a également permis d'expliquer les processus en jeu. Ainsi, les résultats montrent **l'impact fort de la topographie du lit** sur l'apparition ou non des exfiltrations au cours de l'année. Par exemple, le sous-bief en amont du site, perché suite à une modification du tracé du cours d'eau, a montré très peu d'exfiltrations tout au long de l'année. A l'inverse, le sous-bief situé dans la zone marécageuse marécageux à l'aval et présentant de nombreuses mouilles s'est trouvé influencé par la nappe toute l'année. La zone intermédiaire a, quant à elle, vu **peu d'exfiltrations au cours de la période de basses eaux et une reprise des flux souterrains lors des hautes eaux**.

Il convient néanmoins de relativiser certains résultats. En effet, la méthode proposée ici ne **permet pas toujours de discriminer avec exactitude la nature des anomalies détectées**. Si les points décrits comme des exfiltrations par notre méthode sont en grande partie comparables à l'analyse de l'écart-type sur l'année, certaines différences subsistent. Certaines exfiltrations surnuméraires sont sans doute à mettre au crédit d'une résolution temporelle plus fine de notre méthode (certaines exfiltrations de courte durée y sont montrées), mais il est probable qu'une partie d'entre-elles soit due à d'autres processus. Des recirculations hyporhéiques ou une stratification thermique des eaux pourraient donner des résultats similaires. En outre, l'établissement d'un seuil ne préserve pas nécessairement d'erreurs d'interprétation : un **câble excessivement enfoui** (par une crue par exemple) sera très tamponné et montrera une différence avec l'atmosphère suffisante pour être **considéré à tort comme une exfiltration**. Enfin, la nature changeante du lit au cours de l'année complique également les interprétations : une portion de fibre préalablement enfouie dans le thalweg a pu se retrouver dans un banc de sable à la fin de l'année de mesure, voire être complètement déterrée.

Pour conclure, la méthode de localisation des exfiltrations **nécessitent certaines améliorations** pour répondre pleinement aux objectifs énoncés. La mise en place de points de référence contrôlés (type seuil artificiel) et un suivi plus assidu de la profondeur du câble permettraient de discriminer plus facilement une exfiltration d'un enfouissement excessif. Une mesure hors du sédiment pourrait également permettre une comparaison bienvenue avec la température effective dans le cours d'eau. Malgré ces améliorations souhaitables, les résultats

présentés ici offrent **une résolution spatiale et temporelle inédites pour la cartographie des échanges entre nappe et rivière**. De telles chroniques pourraient être utilisées pour la modélisation de flux de nutriments à petite échelle et pour une gestion plus fine des écosystèmes aquatiques. C'est dans cette optique que les présents résultats ont été utilisés pour tenter de quantifier les flux souterrains au cours de l'année.

4.3. Quantification des exfiltrations diffuses de nappe par mesures par fibre optique

4.3.1. Article 3. Characterization of diffuse groundwater inflows into stream water. Part II: Quantifying groundwater inflows by coupling FO-DTS and vertical flow velocities

Hugo Le Lay[1,2], Zahra Thomas[1,*], François Rouault[1], Pascal Pichelin[1] and Florentina Moatar[2,3]

[1]UMR SAS, Agrocampus Ouest, INRA, 35000 Rennes, France; lelayhugo@gmail.com; zthomas@agrocampus-ouest.fr; francois.rouault@agrocampus-ouest.fr; pascal.pichelin@agrocampus-ouest.fr

[2]Laboratoire de GéoHydrosystèmes Continentaux (GéHCO), UPRES EA 2100, Université François-Rabelais, UFR des sciences et techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France;

[3]Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (Irstea), RiverLy, Centre de Lyon-Villeurbanne, 69625 Villeurbanne, France; florentina.moatar@irstea.fr

Correspondence: zahra.thomas@agrocampus-ouest.fr; 00 33 2 23 48 58 78

Abstract: Temperature has been used to characterize groundwater and stream water exchanges for years. One of the many methods used analyses propagation of the atmosphere-influenced diurnal signal in sediment to infer vertical velocities. However, despite having good accuracy, the method is usually limited by its small spatial coverage. The appearance of fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS) provided new possibilities due to its high spatial and temporal resolution. Methods based on the heat-balance equation, however, cannot quantify diffuse groundwater inflows that do not modify stream temperature. We developed a method based on coupling groundwater inflow mapping from a previous article (Part I) and deconvolution of thermal profiles in the sediment to obtain vertical velocities along the entire reach. We developed a method to calculate vertical flows along a 400 m long reach by coupling a fiber optic cable buried in thalweg sediment and a few thermal lances at the water-sediment interface. The study was performed for one year (July 2016 to June 2017). When compared to predictions of hyporheic discharge by traditional methods (differential discharge between upstream and downstream of the monitored reach and the mass-balance method), those of our method agreed only for the low-flow period and the end of the high-flow period. Our method underestimated hyporheic discharge during high flow. We hypothesized that the differential discharge and mass-balance methods included lateral inflows that were not detected by the fiber optic cable buried in thalweg sediment. Increasing spatial coverage of the cable as well as automatic and continuous calculation over the reach may improve predictions during the high-flow period. Coupling groundwater inflow mapping and vertical hyporheic flow allows flow to be quantified continuously, which is of great interest for characterizing and modeling fine hyporheic processes over long periods.

Keywords: water temperature; groundwater-stream; inflow quantification, vertical flow velocity

1. Introduction

Groundwater has great impact on stream ecology since it supports baseflow throughout the year [*1-6*] and stabilizes stream water quality, thus providing habitat for many species [*7-17*]. In this context, mapping and quantifying groundwater inflows appear essential to properly manage streams and estimate the impact of climate change on aquatic ecosystems. Many techniques such as seepage meters [*18, 19*], differential gauging [*20, 21*], piezometric analysis and chemical tracing [*22, 23*] have been used to quantify groundwater inflow into streams. Each of these techniques has a specific spatial range, accuracy and limitations [*7, 24-26*]. Most have the disadvantage of being either punctual, such as seepage meters and piezometers, or spatially integrative, such as differential gauging.

Among these techniques, temperature has been used to great effect to trace interactions between groundwater and surface water [*27-29*]. Unidimensional analytical solutions have been developed and

used for decades to infer groundwater inflow from thermal profiles in the sediment [*30*]. These solutions use the attenuation and phase-shift of the atmosphere-influenced diurnal temperature signal in the sediment to infer vertical flow velocity in porous media, such as the hyporheic zone [*31*]. Benefiting from the development of affordable, yet precise, thermal sensors, the method has been used in various ways for many years [*32, 33*]. Despite having good accuracy [34], the method suffers from a limited spatial range; since it is based on vertical thermal profiles in the sediment, it is punctual and usually unable to describe the spatial heterogeneity of inflows [*35, 36*].

The recent use of fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS) provided new opportunities [*37*]. Unlike other techniques, FO-DTS provides continuous measurements over space and time at high resolution. Depending on the brand, set-up and configuration, this technique provides direct measurements with accuracy as high as 0.01°C and sampling every 0.25 m along cables a few km long [*38-40*]. Taking advantage of the thermal contrast between groundwater and surface water during summer or winter, FO-DTS has been used mainly to characterize heterogeneous streams and locate focused groundwater inflows [*34, 41, 42*]. Many authors quantified in-stream measurements robustly at multiple times throughout the year [*24, 43, 45*]. However, the method is adapted for focused inflows that equal at least 2% of total stream discharge [*46*]; as used in Part I of this study (Le Lay et al., in review). If groundwater inflows are weak and diffuse, FO-DTS cables must be buried in the sediment to prevent the signal from being displaced by stream flow [*47*].

To address the challenge of quantifying weak inflows at a high spatial resolution, Mamer and Lowry used FO-DTS to calculate vertical flow velocities of groundwater inflows [48]. They installed two cables at two depths in a controlled flume and were able to estimate vertical flows with relatively good accuracy for uniform inflows. Their system slightly underestimated discharge for focused inflows, however, because of the low spatial resolution of their FO-DTS system (>1 m). Since FO-DTS measurements average the signal over a given distance, misalignment of the cable with the inflow can decrease flow estimates greatly (< 25%). It was therefore hypothesized that higher spatial resolution could improve results. However, installing two fiber optic cables at two depths in a natural stream remains challenging, since fast surface flow can disturb the streambed over time [*49*].

In this study, we developed a new framework to infer vertical flows in the hyporheic zone along a single FO-DTS cable and tested it using data from October 2016 to June 2017. These flows were estimated by replacing the shallowest cable in Mamer and Lowry's study by a few punctual measurements at the stream-sediment interface [48]. Measurements were made at a higher spatial resolution in a 400 m long reach in a second-order natural stream. Our results were compared to differential gauging over the reach and estimates based on heat-balance equations [*43, 44*] – which are more integrative over space – to discuss their potential and relevance. The present article supplements the framework presented in the previous article (Part I; Le Lay et al., in review), which was dedicated to automatic mapping of such diffuse inflows with sub-hour resolution using FO-DTS.

2. Materials and Methods

Hydraulics of the study site

The geomorphology of the study site was presented in the previous article (Part I). The reach actually monitored was 614 m long, but our framework was applied only to the 400 m long reach between gauging stations because a tributary is located immediately downstream of the second gauging station (Fig. 1). In contrast, the reach between the upstream and downstream gauging stations has no tributary. Stream water levels were measured at the gauging stations using OTT Opheus sensors (accuracy: ±0.5 cm, time-step: 5 min) and then converted into discharge using pre-existing rating curves. These rating curves were refined by punctual discharge measurements ca. every two months using salt dilution tests [*50*]. The upstream and downstream gauging stations in the monitored reach allowed for differential gauging to infer gains and losses of water between stations. To ensure that only exchanges along the hyporheic zone were considered, we extracted baseflow from hydrograms of discharge using the HYSEP program [*51*]. Subsurface and groundwater flows [*52*] were considered to be a single component of stream flow. Thus, upstream baseflow in the wetland sub-reach (Fig. 1) was called Qb_{up},

while downstream baseflow in the meadow sub-reach was called Qb_{down}. The differential gauging $Q_{diff} = Qb_{down}-Q_{bup}$ was calculated to estimate the total losses or gains between the stations. Q_{diff} was then used as a reference for comparison with other quantification methods (described later).

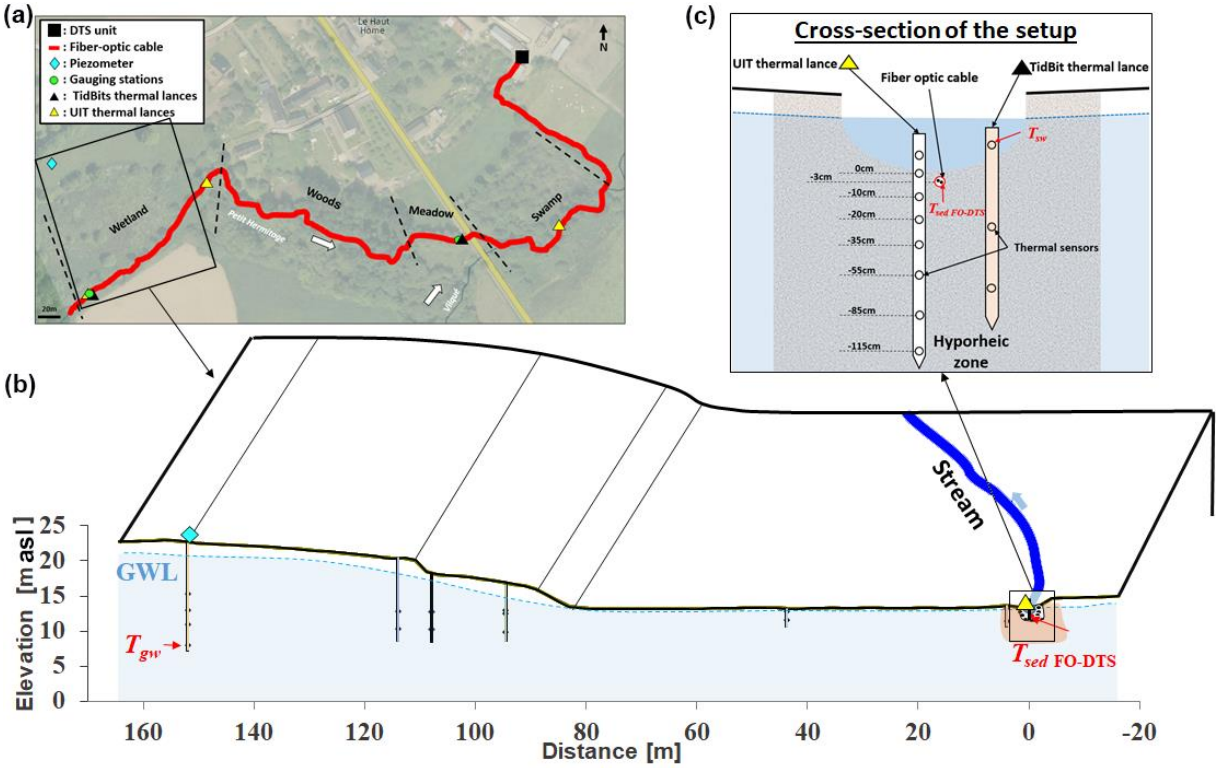


Figure 1. (a) Aerial view of the study site at the Zone Atelier Armorique, France. Dashed lines indicate boundaries between sub-reaches with different geomorphologies. UIT = Umwelt-und Ingenieurtechnik (b) Transversal topography adjacent to the wetland sub-reach, showing locations and depths of piezometers, including the one (blue diamond) used to measure groundwater temperature (Tgw) and groundwater level (GWL, dashed blue line). Tsed (FO-DTS) = sediment temperature from fiber optic distributed temperature sensing, m asl. = m above sea level (c) Cross-section of the set-up in the hyporheic zone as installed in the wetland. ΔzA and ΔzN are the distances between sensors used to calculate flow at a groundwater inflow point and a neutral (non-inflow) point, respectively.

Temperature measurements: DTS set-up and thermal profiles

Thermal profiles in the hyporheic zone [*53*, *54*] were obtained using two types of temperature lances. The first were traditional hand-made lances made from PVC and fine mesh with TidbiT v2 sensors at four depths: +10, -30, -65 and -100 cm. With an accuracy of ±0.2°C and a time-step of 5 min, they gave broad estimates of interactions between stream and groundwater in the wetland and immediately before the confluence (Fig. 1c). One of the sensors (-30 cm) in the wetland broke down during the campaign, resulting in an incomplete profile. Because of the scarcity of our vertical data and their low spatial resolution and accuracy, three thermal lances of the second type (Umwelt-und Ingenieurtechnik (UIT) GmbH, Germany) were installed. These lances provided thermal profiles with high spatial resolution (+5, 0, -10, -20, - 35, -55, -85 and -115 cm) and good accuracy (±0.1°C) and resolution (0.04°C) (Fig. 1c). These new lances were installed in October 2016, ca. four months after installation of the FO-DTS system. Consequently, the period considered for this study extended from October 2016 to July 2017.

Streambed temperature along the entire reach was measured with an Ultima XT-DTSTM (Silixa Ltd., UK). The cable was buried in the shallow sediment (z ≈ -3 cm) to detect diffuse groundwater inflows despite the stream flow (Fig. 1b). The configuration of the set-up, described thoroughly in Part I, had an accuracy of ca. 0.05°C throughout the year with a 40 min time-step and 0.5 m spatial resolution.

Groundwater temperature (T_{gw}) was measured in the deepest and farthest piezometer on the hillside (Fig. 1) using a HOBO Mini-Diver sensor (accuracy: ±0.2°C, time-step: 5 min).

Framework for quantifying hyporheic exchanges: calculating vertical flows

All vertical flows were calculated using the VFLUX2 MATLAB toolbox [*55*]. The program deconvolutes temperature time series between two depths into velocity vectors by solving the 1-D heat transport equation described by Stallman [*30*] for fluid-sediment systems:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = K_e \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\delta T}{\delta z} \quad (1)$$

where q is vertical fluid flow in a downward direction (m s^{-1}), C the volumetric heat capacity of the sediment (J.m-3.°C^{-1}) and Cw the volumetric heat capacity of the water (J.m^{-3}.°C^{-1}). Ke is the effective thermal diffusivity of the sediment, as described by the following equation:

$$K_e = \left(\frac{\lambda_0}{C}\right) + \beta|v_f| \quad (2)$$

where λ_0 is thermal conductivity of the sediment (J.s^{-1}.m^{-1}.°C^{-1}), β the thermal dispersivity of the sediment and vf the linear particle velocity (m.s^{-1}).

To solve Eq. 1, VFLUX2 uses, among others, analytical solutions of Hatch et al. [*31*]. These solutions use the phase-shift and difference in amplitude of the thermal signal between two sensors in the vertical direction to infer fluid velocity:

$$q = \frac{C}{C_w}\left(\frac{2K_e}{\Delta z} lnA_r + \sqrt{\frac{\alpha + {v_T}^2}{2}}\right) \quad (3)$$

$$|q| = \frac{C}{C_w}\sqrt{\alpha - 2\left(\frac{4\pi\Delta t\, K_e}{P\Delta z}\right)^2} \quad (4)$$

where q is volumetric flow (m^3.m^{-2}.s^{-1}), Δz the distance between two sensors set in the sediment (m), Ar the ratio of amplitude between lower and upper sensors (dimensionless), v_T the velocity of the thermal front (m.s^{-1}), Δt the time lag (speed of signal propagation) between temperature signals (s) and P the period of the temperature signal (s). To obtain a linear velocity v, the following equation is applied:

$$v = \frac{q}{n_e} \quad (5)$$

where ne is effective porosity of the sediment (dimensionless). The sign of v determines the direction of the flow: positive values indicate upward vertical flow (groundwater inflow), while negative values indicate downward flows (point of water loss).

Framework for quantifying hyporheic exchanges: coupling FO-DTS and punctual data

As mentioned, calculating vertical velocity requires at least two temperature measurements separated by a known distance Δz (Eq. 3 and 4). Mamer and Lowry used two fiber optic cables positioned at two depths to obtain vertical flows with distance [48]. Since this configuration is difficult to control in natural streams, we replaced the shallowest cable – usually placed on the streambed – by punctual measurements of the UIT thermal lances at the water-sediment interface (z = 0 cm) (Fig. 1b). This method assumes that (i) punctual temperature at the water-sediment interface is homogeneous in the reach and (ii) the distance between FO-DTS and this interface remains constant (here, Δz = 3 cm) over space and time.

Even though our method assumes homogeneous temperatures at the water-sediment interface, we could not ignore that external factors besides groundwater inflows can modify it locally. For instance, solar radiation can cause local warming in a reach exposed to direct sunlight [*56, 57*], and shading can influence stream temperature [*58*]. Since the monitored reach had different geomorphological traits (Fig. 1a), we subdivided it into four sub-reaches, each of which was attributed a temperature at the water-sediment interface. This subdivision and the attribution of local temperatures was also expected to decrease errors due to the assumption of homogeneity. We also assumed that cable depth remained constant along the entire reach for the entire year of measurements. Obviously, streamflow uncovered it for short periods at some locations, and the streambed moved slightly during the experiment, but these factors were negligible at the reach scale. Uncovered segments of the cable were removed from our dataset when detected, and the cable was found to have remained at generally the same depth when removed in July 2017, after one year of measurements.

Given the thousands of measurements along the FO-DTS, we simplified estimation of vertical flows by selecting only one clear perennial inflow per sub-reach along the FO-DTS cable as a representative inflow point. The vertical velocity calculated for this representative inflow was then considered to represent the entire sub-reach and thus attributed to each groundwater inflow in this sub-reach. Therefore, we made a third assumption: groundwater flow is homogeneous along a sub-reach. The same approach was applied to locations without inflow (i.e. "neutral"), assumed to be influenced by the atmosphere: one velocity at one representative location was applied to each neutral location along the sub-reach. Selection of these representative locations – inflows and neutral points – was based on groundwater inflow mapping (see Part I). The number and location of inflows and neutral points to which these representative flows were applied were determined from the same map.

As mentioned, the UIT sensor set at the water-sediment interface (z = 0 cm) was used as the upper sensor for each calculation. At this depth, the sinusoidal diurnal signal has large amplitude. The FO-DTS point located above the representative groundwater inflow was used as the lower sensor for calculating flow (Fig. 2). At this depth, and because of the groundwater influence, the diurnal signal is clearly dampened (ΔA) and greatly shifted in time (Δt) compared to that of the upper sensor (Eq. 3 and 4). The representative flow for neutral points was calculated directly using the UIT sensors at z = -10 cm. Its diurnal signal is not influenced by upward groundwater flow, so it is less dampened and phase-shifted. UIT lances were used for neutral points because the groundwater inflow mapping by FO-DTS (Part I) could not completely distinguish true neutral points in the sediment from uncovered cable. In contrast, UIT lances were placed in zones without clear inflow, and the depths of their sensors were known with certainty throughout the year. Since no UIT lances were placed in the meadow (Fig. 1), calculations in this sub-reach were based on the second UIT lance placed in the woods. UIT lances were preferred over the older TidbiT lances because of their proximity to the water-sediment interface (first 10 cm) and their greater accuracy (±0.1°C vs. ±0.2°C, respectively).

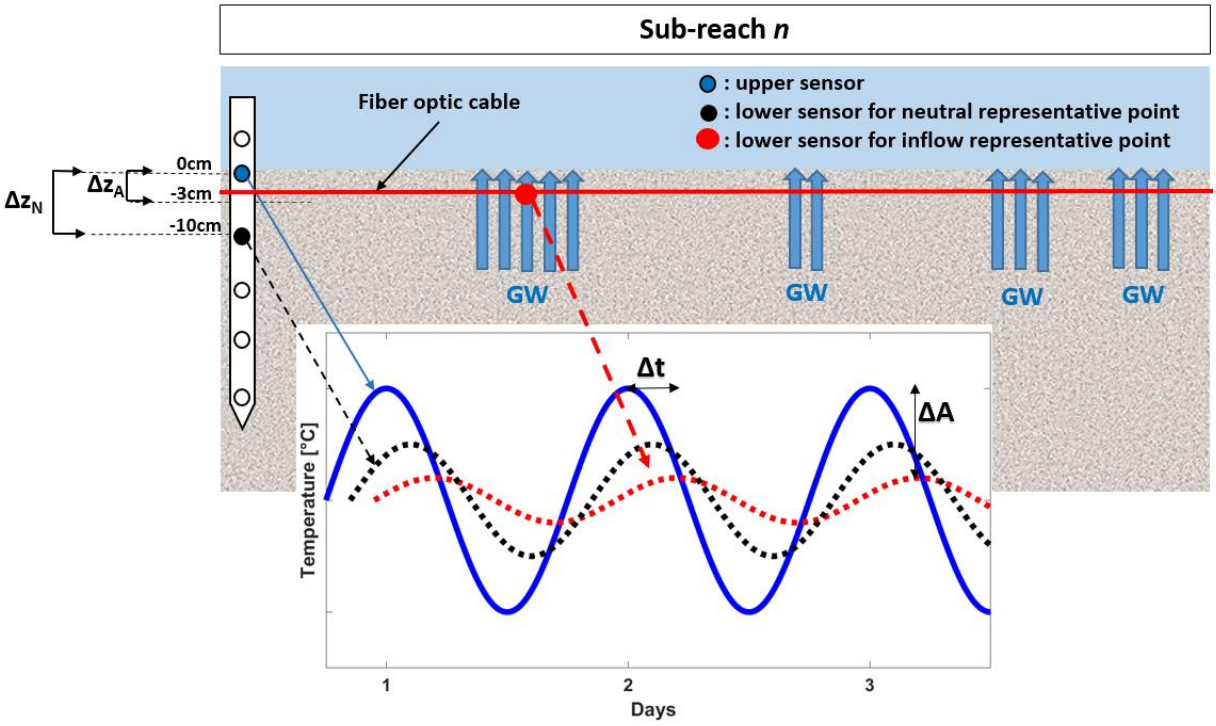


Figure 2. Conceptual representation of calculating vertical flow along a sub-reach. The upper sensor used for all velocity calculations is the thermal sensor at the water-sediment interface (z = 0 cm). A clear and perennial groundwater (GW) inflow is selected as a representative point and the fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS) point set above it is used as the lower sensor for calculating inflow velocity (z = -3 cm). A clear and perennial atmosphere-influenced stream water location was selected in each sub-reach as representative of "neutral" sections. In this study, all thermal lances were set in neutral locations without inflow: their stability in the sediment made them more accurate than the FO-DTS system in calculating the representative neutral flows (z = -10 cm).

We parameterized input parameters of VFLUX2 (Table 1), some of which are based on sediment properties. Thus, a sampling campaign was performed in September 2017 to assess thermal properties of the sediment at multiple points along the stream. Each sub-reach was sampled due to geomorphological differences among sub-reaches. Sediments in the wetland and woods were similar to those in the confluence: dominated by silts and organic matter, with a sand fraction. In contrast, sediment in the meadow was exclusively sandy and relatively shallow. Dry bulk densities of these sediments were measured using the kerosene-displacement method [*59*]. Based on these densities, the thermal parameters required for calculations were estimated according to Lapham [*60*]. The standard deviation (SD) of each parameter was determined based on the uncertainty in bulk density measurements [*60*]. These SDs were used in 500 Monte-Carlo iterations to estimate uncertainty in the vertical velocities calculated.

Table 1. Means (and standard deviations, if ≠ 0) of input parameters of VFLUX2 used in this study for each sub-reach.

Parameter	**Symbol [unit]**	**Sub-reach**			
		Wetlands	***Woow***	***Meadmp***	***Swa***
Fundamental period to filter	P [day]	1	*1*	*1*	*1*
Sediment porosity	n_e [-]	0.43 (0.01)	*0.40 (0.01)*	*0.26 (0.07)*	*0.40 (0.01)*
Sediment thermal dispersivity	β [m]	0.001	*0.001*	*0.001*	*0.001*
Sediment thermal conductivity	λ_0 [cal.s^{-1}.cm^{-1}.°C^{-1}]	0.0045 (0.0001)	*0.0048 (0.0001)*	*0.0069 (0.0001)*	*0.0048 (0.0001)*
Sediment volumetric heat capacity	C [cal.m^{-3}.°C^{-1}]	0.643 (0.001)	*0.630 (0.001)*	*0.560 (0.002)*	*0.630 (0.001*
Water volumetric heat capacity	C_w [cal.m^{-3}.°C^{-1}]	1.00	*1.00*	*1.00*	*1.00*

Framework for quantifying hyporheic exchanges: comparing vertical velocities to volumetric discharge

In a punctual approach, Rosenberry et al. [*34*] compared their calculated vertical flows to seepage meters and found a strong correlation (R2 = 0.96). Our method aimed to estimate groundwater inflows in a more continuous approach over an entire hydrological year. Since seepage meters were not available and not recommended for such long measurements, we compared our results not only to the differential gauging Q_{diff} but also to the heat-balance method of Selker et al. [*43*], adapted to the site. Since the FO-DTS cable was buried in the sediment to detect weak inflows (Fig. 1b), stream water and groundwater did not mix much at the cable. Moreover, groundwater inflows at the site were expected to be too weak and diffuse to modify the stream temperature. Therefore, it was not possible to apply the heat-balance method to each point. Instead, we used it to estimate groundwater discharge between the 400 m separating the two gauging stations ($Q_{balance}$), in this form:

$$Q_{balance} = \frac{Qb_{down} \cdot T_{down} - Qb_{up} \cdot T_{up}}{T_{gw}} \quad (6)$$

where T_{up} and T_{down} are temperature at the TidbiT thermal lances at the upstream and downstream gauging stations, respectively.

Since the 400 m over which Q_{diff} and $Q_{balance}$ were estimated covered the first three sub-reaches upstream of the tributary, only vertical flows between the stations were considered for comparison. To

compare volumetric discharge measurements along a reach (Q_{diff} and $Q_{balance}$) to linear discrete vertical velocities, we tested two approaches.

First, we converted the vertical flows (every 0.25 m) predicted by VFLUX2 into a volumetric discharge ($Q_{coupling}$) by considering a specific area (S) for each punctual velocity (v), whether directed upward (groundwater inflow), downward (water loss) or null (neutral):

$$q_{coupling(t,i)} = v_{(t,i)} \times (l \times w) \quad (7)$$

where t is the time step, i a point of the cable, l the length of the area and w the width of the area.

The length was set to 0.25 m (sampling distance of the DTS), but two widths were tested: 2 m (mean width of the streambed) and 0.5 m (within the 0.30-0.70 m range observed during low flow and equal to the spatial resolution of the DTS). Once $Q_{coupling}$ was calculated for each point, net discharge ($Q_{coupling}$) (gains – losses) along the reach due to interactions between the stream and the aquifer was calculated as follows:

$$Q_{coupling(t)} = \sum_{i}^{end} q_{coupling(t,i)} \quad (8)$$

In the second approach, we converted the volumetric discharge into velocity (V_{diff}) using the following equation:

$$v_{diff} = \frac{Q_{diff}}{w \times L} \quad (9)$$

where L is the distance between the two gauging stations (400 m).

As for the previous approach, two widths were tested: 2 m and 0.50 m.

3. Results and discussion

Groundwater inflow mapping

As described in detail in Part I (Le Lay et al., in review), thermal anomalies varied over time and space (Fig. 3). Some anomalies interpreted as inflows could been due to hyporheic circulation or the cable becoming more deeply buried. Moreover, some inflows did not behave as expected given their location. For instance, strong and stable groundwater inflows were located upstream, in the wetland sub-reach, even though it was perched. The processes involved were suspected to be either groundwater inflows from the nearby hillslope or water drained from agricultural fields. Despite some uncertainty about certain inflows, we assumed here for convenience that all thermal anomalies (yellow zones in Fig. 3) were indeed groundwater inflows. All representative groundwater inflows, chosen for their constancy over time, were located in pools.

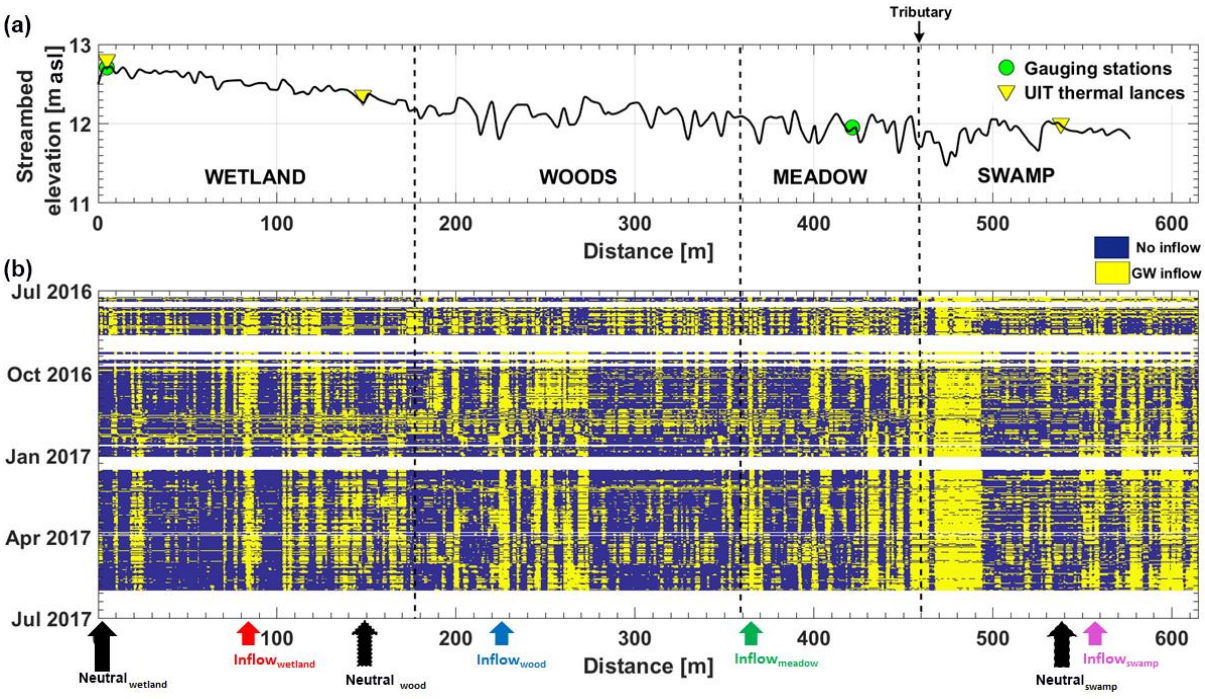


Figure 3. (a) Longitudinal profile of the streambed in the four sub-reaches of the monitored reach. UIT = Umwelt- und Ingenieurtechnik, m asl = m above sea level. (b) Spatio-temporal evolution of thermal anomalies (Le Lay et al., in review). Arrows indicate representative points of groundwater (GW) inflow and no inflow (Neutral). White strips show periods when the distributed temperature sensing system malfunctioned (horizontal) or points where the cable was often non-submerged (vertical).

Evolution of thermal profiles in the hyporheic zone

Overall, the temperature of the entire hyporheic zone varied over time and followed the seasonal cycle, with lower temperatures in winter (January 2017) and higher temperatures in summer (June 2017) (Fig. 4). Nevertheless, temperature was vertically stratified throughout the study period, and that in the stream (z = +5 cm) varied much more than that at -115 cm (0-21°C and 7.25-13.75°C, respectively). The annual thermal cycle was thus clearly defined along the lances. During autumn and winter, shallower sensors recorded colder temperatures than deeper ones (up to 9°C colder in January 2017) but with a consistent thermal stratification: all depths had distinctly different temperatures. Thermal stratification was also observed in late spring (May-June 2017), with higher temperatures at shallower depths (up to 8°C warmer in June 2017). However, from February to early May 2017 – the period defined as the peak of high flow in Part I – temperature of the hyporheic zone was relatively homogeneous. Most thermal contrast (0.7-6.0°C, depending on the day) was observed in the stream water (z = +5 cm) and at the water-sediment interface (z = 0 cm), while the remaining contrasts were small (0-3°C). Moreover, short periods with little thermal contrast between deep and shallow depths were also observed in mid-November 2016, December 2016, mid-January 2017 and mid-May 2017. Similarly, some periods of even smaller contrast (as small as 0.7°C) between February 2017 and May 2017 could be attributed to the same processes. This behavior could have been due to a surge of deeper groundwater in the sediment that decreased propagation of the diurnal signal in the sediment. Only thorough study of the phase-shift and difference in amplitude between two vertical locations (Eq. 3 and 4) could provide the amplitude and direction of flow over time in the hyporheic zone. We thus calculated vertical flow velocity from the data at -10 and 0 cm to determine whether this potential surge of groundwater truly discharged into the stream.

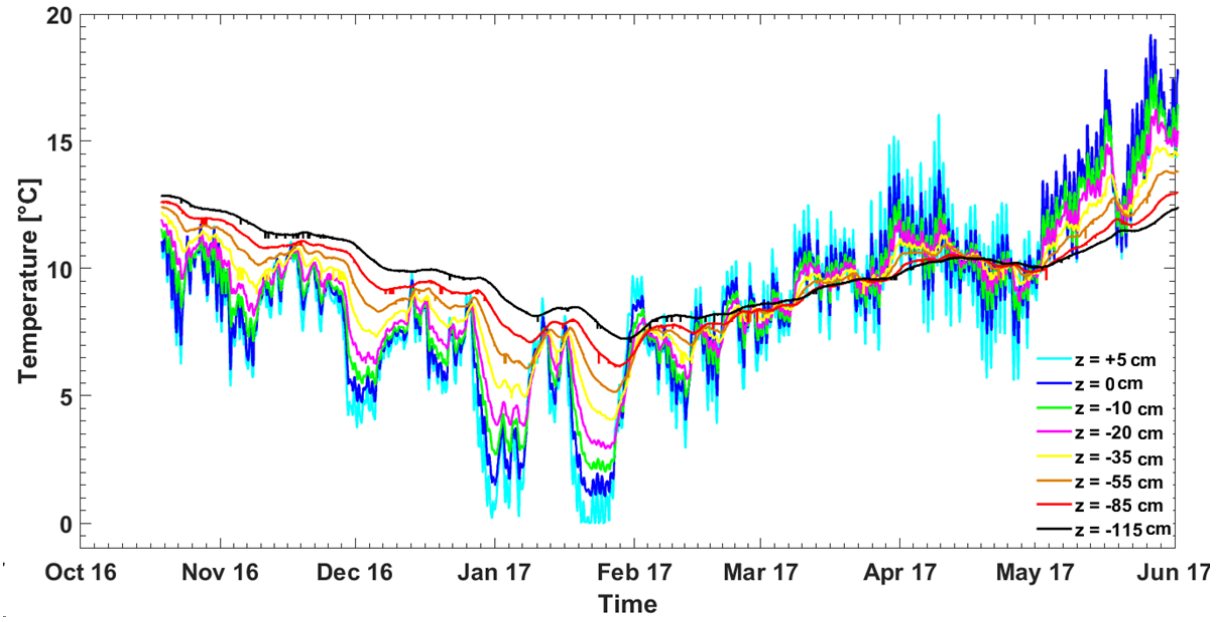


Figure 4. Example of temperature profile dynamics along the hyporheic zone from the thermal lance located in the wetland sub-reach.

Two-dimensional thermal profiles along the hyporheic zone at neutral locations revealed great similarity among the three points monitored (Fig. 5). Colder surface temperatures propagated into the

sediment from October 2016 to February 2017 along all three lances. In contrast, warmer surface temperatures propagated downward in late spring (May-June 2017). In between (February-May 2017), sediment temperatures remained relatively homogenous. Monthly mean profiles also showed quasi-identical thermal envelopes [*61*], with few differences above the streambed (z = +5 cm) during this period (Fig. 5). The annual amplitude of temperature in the wetland, woods and swamp sub-reaches was 12.5°C, 12.7°C and 12.4°C, respectively, at the water-sediment interface (z = 0 cm) and ca. 6.4°C, 6.5°C and 6.2°C, respectively, at the deepest point monitored in the hyporheic zone (z = -115 cm). Only the swamp (i.e. the most downstream sub-reach) had a slightly thinner thermal envelope (-55 to -115 cm), which indicates a stronger influence of groundwater in this part of the reach. Because the UIT lances were installed before mapping thermal anomalies, they were not placed in locations of clear groundwater inflow. This is consistent with field observations and the inflow mapping, which indicated that the swamp sub-reach was influenced greatly by groundwater. Overall, propagation of surface temperature through the hyporheic zone was clear, especially in winter from late December to February and in May-June. Temperature propagated faster above 55 cm than below it; however, in mid-December and mid-January, temperature homogenized quickly at 11-12°C, close to that of groundwater. This thermal signature may suggest sudden groundwater inflow but could also represent downward flows with relatively warm temperature for the season. Whether these episodes were groundwater surges that discharged into the stream or warm downward flows was impossible to determine based solely on these qualitative data. We thus used the persistent difference in temperature between the water-sediment interface (z = 0 cm) and the first depth (z = -10 cm) to infer the vertical flow over time and its direction through the sediment.

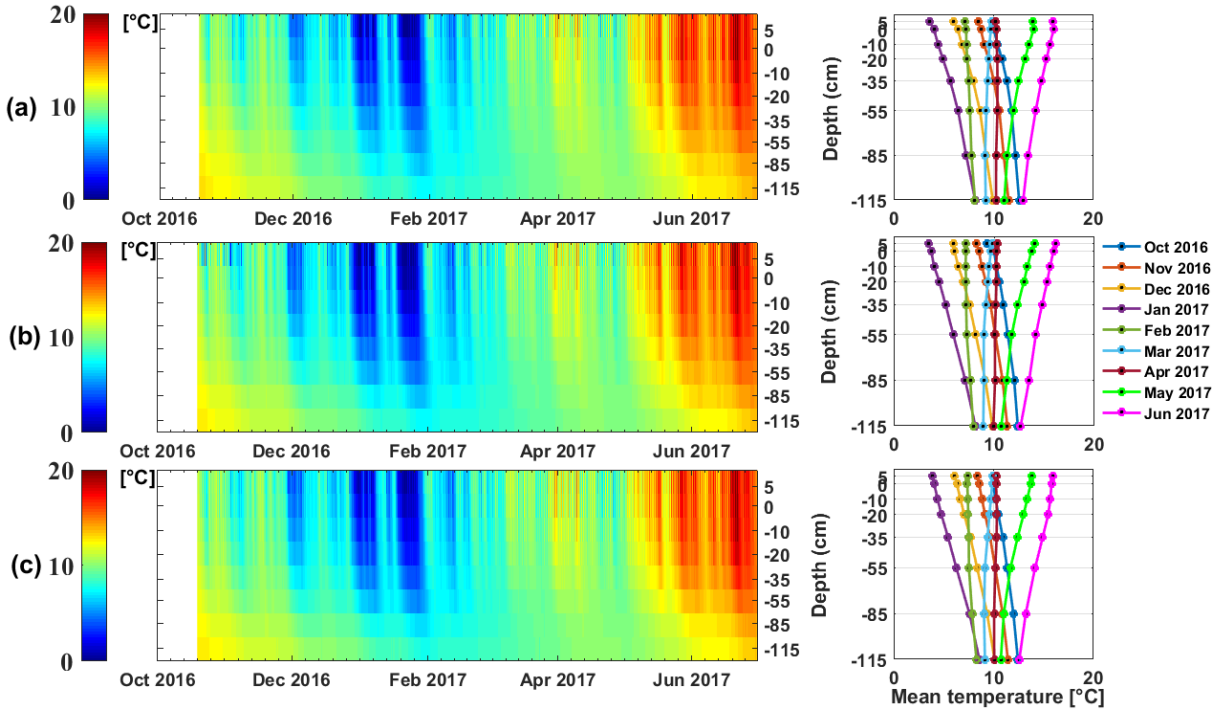


Figure 5. Thermal profiles along the hyporheic zone at locations with no groundwater inflows detected (left) at a time-step of 5 min or (right) as monthly means in the (a) wetland sub-reach (upstream), (b) interface between wetland and woods sub-reaches and (c) swamp sub-reach (downstream).

Vertical flow velocities at locations without groundwater inflows

Vertical flow velocities at neutral locations in the wetland, near the woods and in the swamp sub-reaches were generally low (0 to -1 10-5 $m.s^{-1}$), directed downward (negative values), similar over space and constant over time (Fig. 6). Nevertheless, larger downward velocities were observed in the swamp in mid-November 2016, December 2016 and late January 2017 (> ca. -2 10-5 $m.s^{-1}$). Ultimately, no clear changes in direction (upward flows) or intensity (high velocities) could be related to the short periods

when the temperature along the lance varied little. In fact, some of the downward velocity peaks in autumn 2016 occurred at the same time as these suspected groundwater surges. Part I of this study (Le Lay et al., in review) observed flood events occurring at the same time as a weak negative hydraulic gradient at the site from November 2016 to January 2017. It is likely that these sudden floods temporarily inversed the hydraulic gradient and triggered downward flows (water loss).

Ultimately, the groundwater surges observed in autumn and during high flow (Fig. 3) did not become groundwater discharges into the stream. With flows generally directed downward at a mean of -0.4 10-5 $m.s^{-1}$, the neutral locations thus remained neutral most of the year. We therefore assumed that this was the case for all points considered neutral. These velocities were thus applied to all neutral points in each sub-reach to calculate global discharge ($Q_{coupling}$).

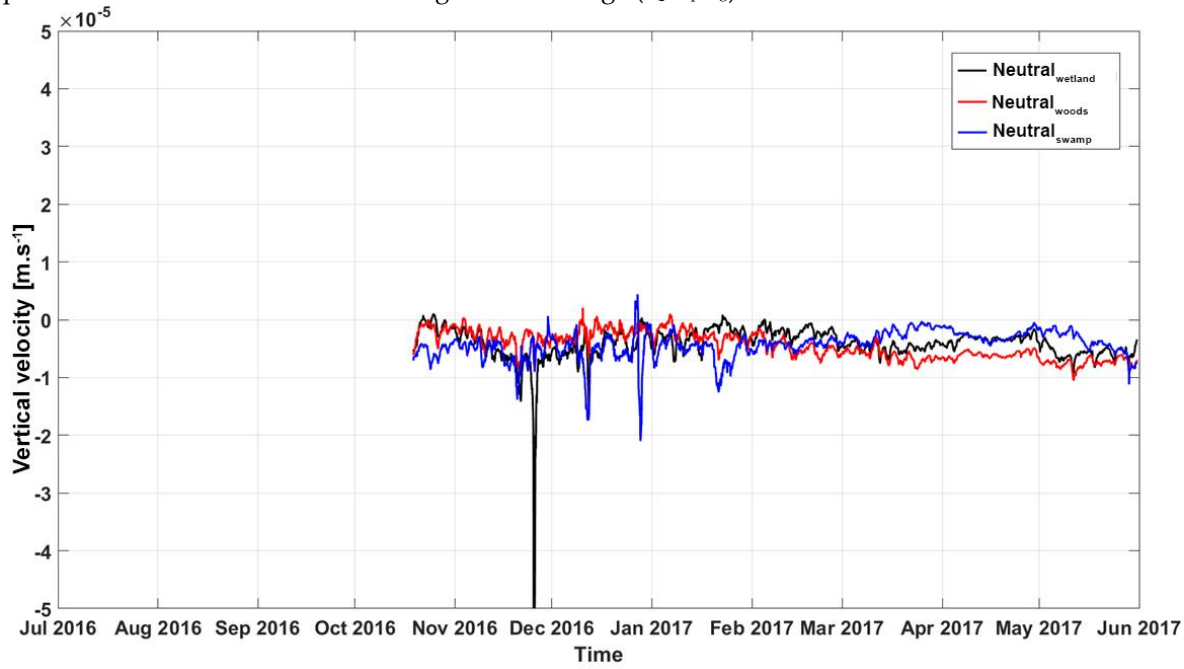


Figure 6. Vertical flow velocities along the hyporheic zone from locations without groundwater inflows (Neutral) estimated by VFLUX2 from z2 = -10 cm to z1 = 0 cm (i.e. negative values indicate downward flows).

Vertical flow velocities in groundwater-influenced locations

Unlike velocities calculated at neutral points, most of those at groundwater-inflow points were directed upward (positive values), confirming groundwater inflows (Fig. 7). Moreover, all were higher than the downward velocities at neutral points by one order of magnitude (up to 1.3 10-4 $m.s^{-1}$ in October and 1.8 10-4 $m.s^{-1}$ in April). Vertical velocities in all four sub-reaches showed similar patterns, ranging from 0.5-1.3 10-4 $m.s^{-1}$ at the end of the low-flow period (October 2016), decreasing from November 2016 to January 2017 (including even downward flows as high as -0.8 10-4 $m.s^{-1}$) and then increasing again from February-June 2017 (0.3-1.8 10-4 $m.s^{-1}$). At a shorter time scale, velocities in all sub-reaches increased and decreased simultaneously, differing only in the amplitude of these changes depending on location and time. The swamp always had higher velocities than the other three sub-reaches and never had downward flows, even during the overall decrease from November 2016 to January 2017. Vertical velocity in the meadow sub-reach varied the most over time, while that in the wetland and woods sub-reaches varied less. Velocity in the woods sub-reach decreased from 1.0 to 0.5 10^{-4} $m.s^{-1}$ in November 2016 and, except for common downward flow episodes in November and December 2016, remained approximately the same until June. Overall, vertical velocity in the wetland sub-reach was lower than those of the other sub-reaches from November-February.

This apparent difference between lower upstream (wetland and woods sub-reaches) vertical velocities and higher downstream (swamp sub-reach) vertical velocities was probably related to stream geomorphology. The upstream streambed's perched elevation probably constantly decreased its

hydraulic gradient, explaining its lower velocities. In contrast, field observations had already determined that the swamp experienced regular groundwater surges: its banks were often flooded or at least wet. Moreover, the swamp had a lower streambed with more pools than the rest of the reach. It thus seems likely that the swamp's higher vertical velocities were due to inflows caused by a higher hydraulic gradient. Velocities in the meadow sub-reach reflected the evolution of thermal anomalies (Fig. 3b), being low from November 2016 to February 2017 but increasing greatly during the high-flow period, when the number of locations with inflows also increased. The meadow's greater variability in velocities was most likely due to its sandier sediment and the sensitivity of the VFLUX2 program to its higher thermal conductivity. The general decrease in vertical flows from November 2016 and February 2017 echoed the few similar episodes detected at neutral locations (Fig. 5). Therefore, this decrease was probably caused by the same punctual gradient inversions following flood events in December.

Ultimately, the flows calculated across the entire reach clearly indicated positive groundwater discharges, showing the relevance of the inflow mapping method developed in Part I. Moreover, despite having different amplitudes, these groundwater velocities were quite synchronized, supporting the assumption of homogeneous groundwater temperature. These velocities were thus applied to each point of their respective sub-reach that was considered to be an inflow in order to calculate global discharge ($Q_{coupling}$), which was then compared to the other quantification methods.

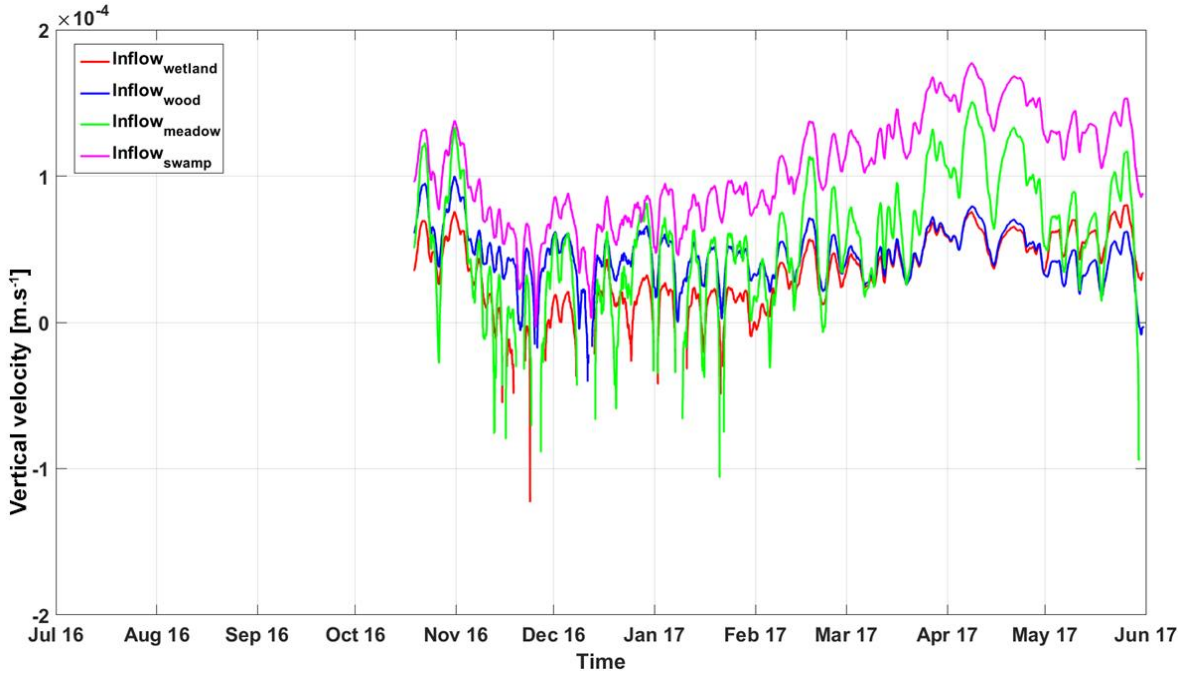


Figure 7. Vertical flow velocities calculated from temperatures at z = 0 cm and fiber optic distributed temperature sensing (z = -3 cm) for the wetland, woods, meadow and swamp sub-reaches. Error bars are based on 500 Monte-Carlo iterations with variable thermal parameters of the sediments.

Comparison of groundwater discharge estimation methods

Discharge dynamics upstream and downstream clearly revealed the low- and high-flow periods previously identified. During the low-flow period (July to late October 2016), stream discharge was generally low upstream and downstream (mean = 22.3 and 24.6 L s^{-1}, respectively) with no large flood events (Fig. 8). In contrast, discharge during the high-flow period from November 2016 to June 2017 varied more. The first large flood occurred in November 2016, which may explain the mostly downward flows calculated by VFLUX2 (Figs. 6 and 7). During flood events, baseflow increased steadily upstream and downstream, reaching 49 and 109 L s^{-1}, respectively, in March 2017 (Fig. 8). Discharge peaks in December 2016 and May 2017 were not considered as groundwater discharge since they were probably still a result of residual runoff.

Upstream and downstream baseflows had similar dynamics, differing only in their amplitudes. Baseflow was clearly higher downstream than upstream during the high-flow period, which supported the idea that groundwater fed the reach during this period. Baseflows during the low-flow period were similar upstream and downstream and lay within the uncertainty in measurements, masking potential water gains or losses.

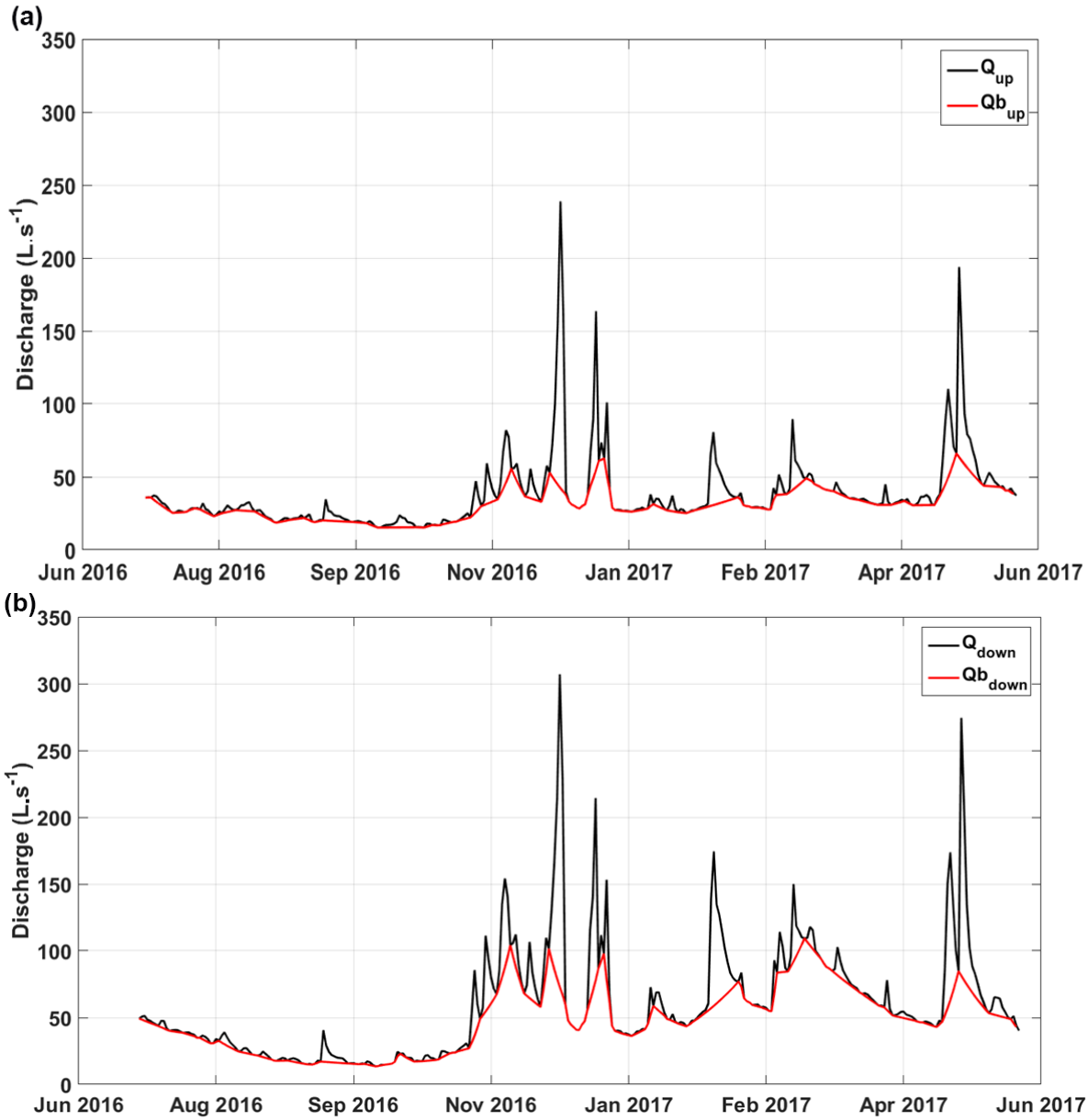


Figure 8. Stream discharge (Q) (including runoff) and baseflow (Qb) over time at the gauging station (a) upstream (wetland sub-reach) and (b) downstream (meadow sub-reach).

Comparing the three methods for quantifying hyporheic discharge, Q_{diff} had weak, almost negative values from August-October 2016 (+8 to -6 L s^{-1}) (Fig. 9), consistent with measurements during low flow, then increased until March 2017 (up to +62 L s^{-1}). Its net decrease after March was attributed to the beginning of root uptake by vegetation and evaporation in the riparian area [*62*]. $Q_{balance}$ was similar to Q_{diff} except for being higher than it in October 2016 and then lower than it during the high-flow period, especially in January and February 2017 (2-22 L s^{-1} lower). The larger differences were likely due to a lag time between hydraulics and stream temperature: during storms or heavy precipitation, stream water level increases quickly, but stream temperature does so more slowly because of its thermal inertia.

This highlights limits of the $Q_{balance}$ approach over large distances: by assessing conservation of mass and energy, the longer the distance between measurements (here, nearly 400 m), the more mass and energy exchanges with the environment become likely, rendering the method less accurate. However, periods with low precipitation and moderate solar radiation (autumn and spring) yielded good results due to the short distance, high flow and shading at the site, which decreased energy inputs.

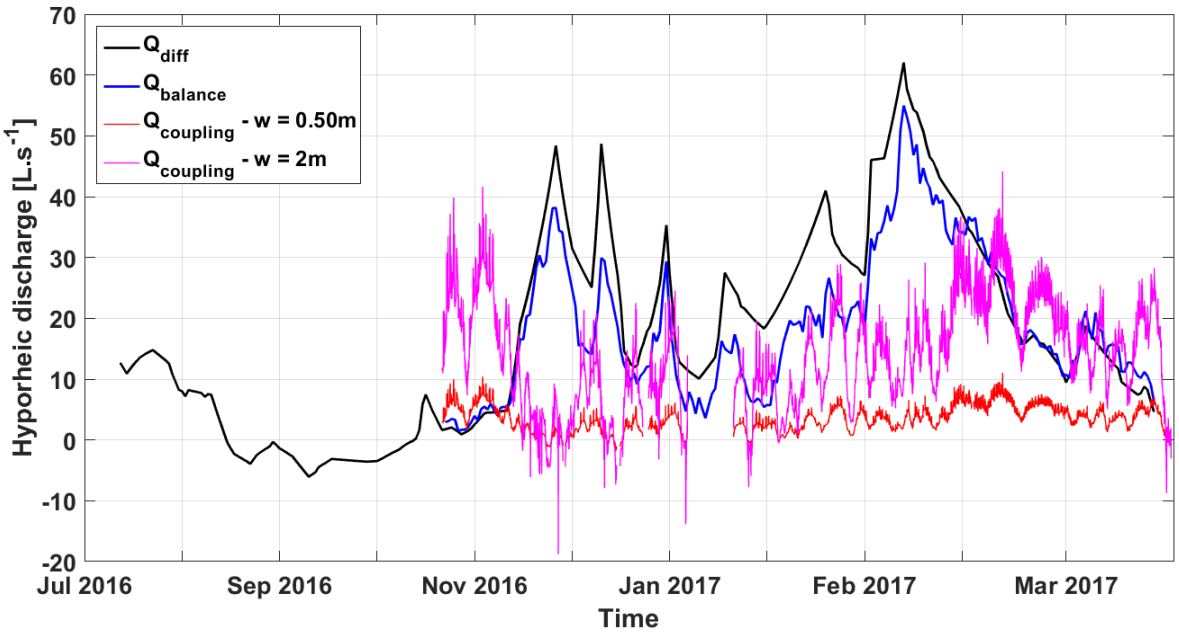


Figure 9. Comparison of three methods for quantifying hyporheic discharge along the 400 m long reach between gauging stations: differential gauging (Qdiff), heat-balance method ($Q_{balance}$) and the method coupling distributed temperature sensing mapping and vertical flow velocities (Qcoupling).

The hyporheic discharge estimated with our method ($Q_{coupling}$) (gains from groundwater inflows – potential losses from neutral points) depended on the width used to calculate it. For a width of 0.50 m, $Q_{coupling}$ was similar to Q_{diff} during low flow but much lower than Q_{diff} and $Q_{balance}$ during the high-flow period. For instance, during peak discharge in March 2017, $Q_{coupling}$ was nearly 55 L s^{-1} (-90%) lower than Q_{diff}. This underestimation was lower in December 2016 and May 2017 but remained high (-65% to -85%). For a width of 2 m, $Q_{coupling}$ overestimated Q_{diff} by 15 L s^{-1} (+700%) during low flow and generally underestimated it during high flow; however, underestimation was smaller, and even close to zero, in May 2017. Hyporheic discharge at the beginning of high flow (November-December 2016) was low or even negative (water loss) for both widths. This pattern was the expression of the downward flows observed at the site (Figs. 6 and 7) but was in disagreement with Q_{diff}. In this context, the three methods showed consistent estimates of hyporheic discharge during low flow for the narrower width (0.5 m) and the end of the high-flow period. Hyporheic discharge occurring over the entire streambed width (2 m) was also underestimated during the high-flow period.

Since the year was relatively dry, the stream did not overflow its banks; consequently, its width never exceeded its minor bed. All three methods considered water gains and losses along the reach. Q_{diff} and $Q_{balance}$ spatially integrated discharge information between the stations, while $Q_{coupling}$ was based on velocities from groundwater inflows and neutral points.

Since the number of groundwater inflows and neutral points varied over time, $V_{coupling}$ was calculated as the mean of groundwater velocities in the wetland, woods and meadow and velocities above neutral points in the wetland and woods. Comparisons of flow velocities through the streambed (V_{diff} and $V_{coupling}$) yielded results similar to those of hyporheic discharge. During high flow, $V_{coupling}$ was similar to V_{diff} when a width of 2 m (i.e. the streambed) was assumed (Fig. 10a). Some differences were observed in late November 2016 and March 2017 but the two velocities were particularly similar at the end of the high-flow period (late April and May). In contrast, during low flow, $V_{coupling}$ was closer to V_{diff}

when a width of 0.5 m was assumed. Cumulative probability analysis revealed that the velocities in the hyporheic zone predicted by our method generally had the same mean and dynamics as those of V_{diff} when assuming a width of 2 m (Fig. 10b). From these results, the few vertical velocities calculated with FO-DTS seemed representative of overall groundwater flow at the site. Based on estimated velocities, groundwater inflow rates seemed relatively uniform across the site.

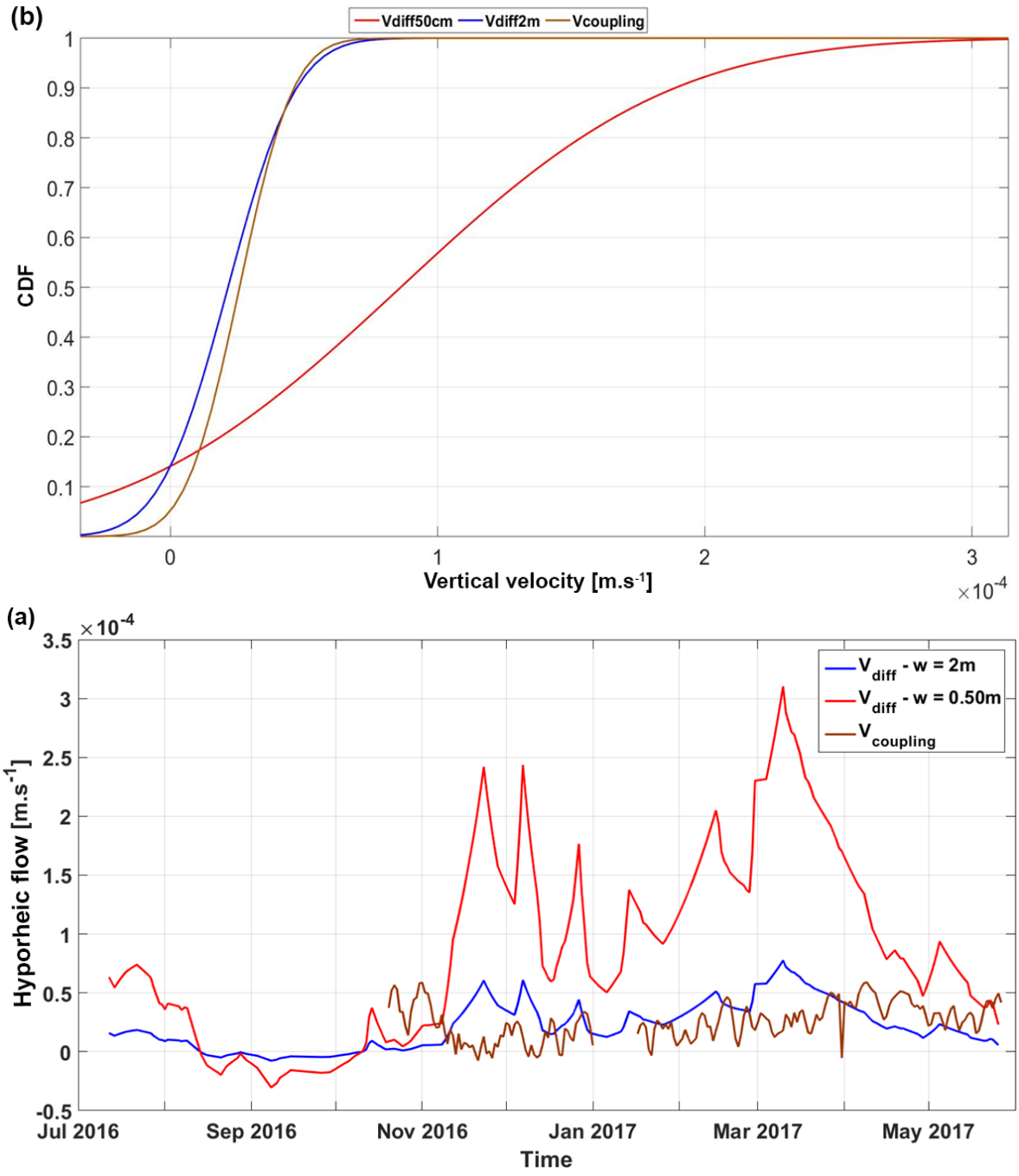


Figure 10. Linear velocities observed from differential gauging (Vdiff) normalized using a stream 2 m or 0.5 m wide and mean vertical flow (Vcoupling) calculated by coupling fiber optic distributed temperature sensing and thermal lances. (a) Dynamics of hyporheic flow over time. (b) Cumulative distribution function (CDF) of each hyporheic flow.*Limits of our method and perspectives*

In this study, we attempted to quantify exchanges between groundwater and surface water in a 400 m long reach by calculating vertical flow velocities in the sediment at every point of a FO-DTS cable. Given the large amount of data available, we relied on a few representative vertical flow velocities that we applied to the entire reach. Groundwater inflows and neutral/loss points were thus identified to assess the heterogeneity of the reach. Since only one fiber optic cable was buried in the sediment, but two temperatures at different depths are necessary to infer vertical flow, we coupled FO-DTS data with punctual data from thermal lances.

Generally, our coupling method provided mixed results that depended greatly on the area over which the aquifer and stream were assumed to exchange water. Since longitudinal heterogeneity was restricted to the FO-DTS sampling distance (0.25 m), width became the adjustable variable of this exchange area. Thus, during the low-flow period, our method provided acceptable results as long as the stream was assumed to be narrow (0.50 m). Assuming a wider stream (2 m) yielded results that disagreed with low-flow observations and led to overestimation of hyporheic discharge. In contrast, at the end of the high-flow period (May 2017), volumetric estimates were more accurate when we assumed a wide area (2 m), since the stream occupied the entire streambed during high flow. Nevertheless, during most of the high-flow period, our method underestimated net hyporheic discharge greatly. Although we cannot rule out the possibility that vertical flow velocities were underestimated or did not represent the actual groundwater discharge, some clues indicate other factors at play. First, flow calculated from differential gauging discharge was generally similar to that of our method during the high-flow period. In addition, vertical velocities calculated above groundwater inflows were relatively homogeneous across the site. Finally, the locations where the velocities were calculated were chosen for their constancy over time and their clearness on the map, which indicated probable strong inflows that were confirmed by velocity results. These results make it unlikely that we underestimated groundwater flow velocity.

Instead, we attribute the large underestimation of discharge during high flow mainly to the small spatial coverage of our FO-DTS system. Our only cable was located in the thalweg and buried in the sediment to detect even the weakest inflows. This strategy paid off during low flow: as long as the stream was narrow, the groundwater inflows detected by the cable were likely to be the main ones. By assuming an area with a width equal to the actual stream width, we estimated total discharge similar to that from differential gauging. During the high-flow period, however, the stream broadened, and new flow paths appeared in the sediment that we did not detect. To attempt to account for undetected inflows at the bottom of the streambed, we widened the area (2 m) of the previously detected inflows. Unfortunately, this approach assumed that the groundwater-stream exchange is uniform over the 2m, which is false: some points considered neutral could have been near a strong inflow that went undetected, and vice versa [*63*]. In addition, studies have shown that many inflows are located directly in stream banks [*17, 64-66*]. Our experimental design could not identify such lateral inflows. Furthermore, field observations showed that the banks were often flooded by groundwater surges that occasionally flowed directly into the stream. In late spring, these many lateral inflows and bank overflows probably weakened due to evapotranspiration [*62*], and inflows at the bottom of the streambed dominated again, probably explaining why our method yielded better estimates during this period (Fig. 9).

Ultimately, our method was able to estimate total hyporheic discharge of a small reach as long as the areas of groundwater inflows and neutral points are estimated accurately. In this context, installing additional cables in the streambed and along the banks appears necessary. In parallel, calculating vertical velocities for only a few locations and then applying them to all similar points along the reach yielded relatively good estimates when the spatial coverage was sufficient. However, this method also has limits. First, it requires previously mapping groundwater inflows (see Part I of the study). Second, calculating total hyporheic discharge from so few velocities makes it sensitive to hydrological processes affecting them, such as punctual inversions of the hydraulic gradient [*67*]. One solution would be to

combine an increase in spatial coverage with automatic estimation of vertical velocity at each location of the cable, which might improve estimates of total hyporheic discharge greatly. This solution could also help to distinguish inflows that are sensitive to the local hydraulic gradient from less sensitive inflows that follow deeper regional flow paths [*68*, *69*].

5. Conclusions

This study presents an approach to detect and quantify groundwater inflows too weak or diffuse to be characterized by traditional FO-DTS methods. We coupled FO-DTS data in the sediment with punctual temperature data at the water-sediment interface to estimate vertical flow velocities along the entire cable. To ease quantification, only velocities of representative points were calculated and applied to similar points along the cable. Comparison of these discrete velocities to those of spatially integrative methods revealed similar estimates of hyporheic discharge during the low-flow period but large underestimates during most of the high-flow period. This was attributed mainly to the limited coverage of the fiber optic cable, which could not detect lateral inflows during the high-flow period. Our method was also sensitive to punctual inversions of the hydraulic gradient because of the few vertical velocities calculated.

One of the main challenges is calculating vertical flows along the cable. The method provides better discharge estimates during high flow but may also be useful for many other applications. Its high spatio-temporal resolution could help distinguish groundwater inflows sensitive to local hydraulic changes from inflows that follow deeper regional flow paths or have different behaviors. Fine characterization of hyporheic exchanges (e.g. dynamics of deep inflows vs. lateral inflows, detection of downward flows) might be greatly useful for managing streams and studying hydro-biochemical processes.

Acknowledgments: Authors warmly thank Mr. and Mrs. Pitois for the shelter and electricity they kindly provided during the entire campaign. We also thank all technicians from UMR INRA AGROCAMPUS OUEST SAS who helped us place the fiber optic cable and perform the field work. We also thank the ILSTER Zone Atelier Armorique. This project was funded by the French Water Agency - Agence de l'Eau Loire Bretagne (no. 150417801).

References

1. Hester, E. T.; and Gooseff, M. N., Moving Beyond the Banks: Hyporheic Restoration Is Fundamental to Restoring Ecological Services and Functions of Streams, *Environmental Science & Technology*, 2010, *44*, 1521-1525.

2. Bucak, T.; Trolle, D.; Andersen, H. E.; Thodsen, H.; Erdogan, S.; Levi, E. E.; Filiz, N.; Jeppesen, E.; and Beklioglu, M., Future water availability in the largest freshwater Mediterranean lake is at great risk as evidenced from simulations with the SWAT model, *Science of the Total Environment*, 2017, *581*, 413-425.

3. Freeze, R. A., Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow, *Water Resources Research*, 1972, *8*, 609-623.

4. Kunkle, G. R., Computation of ground-water discharge to streams during floods, or to individual reaches during base flow, by use of specific conductance, *US Geol. Surv., Prof. Pap*, 1965, 207-210.

5. Nathan, R.; and McMahon, T., Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses, *Water resources research*, 1990, *26*, 1465-1473.

6. Wittenberg, H., Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes, *Hydrological Processes*, 1999, *13*, 715-726.

7. Alexander, M. D.; and Caissie, D., Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream, *Ground Water*, 2003, *41*, 72-82.

8. Cox, M. H.; Su, G. W.; and Constantz, J., Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams, *Ground Water*, 2007, *45*, 187-195.

9. Fernald, A. G.; Landers, D. H.; and Wigington, P. J., Water quality changes in hyporheic flow paths between a large gravel bed river and off-channel alcoves in Oregon, USA, *River Research and Applications*, 2006, *22*, 1111-1124.

10. Hester, E. T.; Brooks, K. E.; and Scott, D. T., Comparing reach scale hyporheic exchange and denitrification induced by instream restoration structures and natural streambed morphology, *Ecological Engineering*, 2018, *115*, 105-121.

11. Hillyard, R. W.; and Keeley, E. R., Temperature-Related Changes in Habitat Quality and Use by Bonneville Cutthroat Trout in Regulated and Unregulated River Segments, *Transactions of the American Fisheries Society*, 2012, *141*, 1649-1663.

12. Lane, C. R.; Flotemersch, J. E.; Blocksom, K. A.; and Decelles, S., Effect of sampling method on diatom composition for use in monitoring and assessing large river condition, *River Research and Applications*, 2007, *23*, 1126-1146.

13. Magoulick, D. D.; and Kobza, R. M., The role of refugia for fishes during drought: a review and synthesis, *Freshwater Biology*, 2003, *48*, 1186-1198.

14. Torgersen, C. E.; Faux, R. N.; McIntosh, B. A.; Poage, N. J.; and Norton, D. J., Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams, *Remote Sensing of Environment*, 2001, *76*, 386-398.

15. Vidon, P.; Allan, C.; Burns, D.; Duval, T. P.; Gurwick, N.; Inamdar, S.; Lowrance, R.; Okay, J.; Scott, D.; and Sebestyen, S., Hot Spots and Hot Moments in Riparian Zones: Potential for Improved Water Quality Management1, *Journal of the American Water Resources Association*, 2010, *46*, 278-298.

16. Baxter, C. V.; and Hauer, F. R., Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (Salvelinus confluentus), *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 2000, *57*, 1470-1481.

17. Briggs, M. A.; Voytek, E. B.; Day-Lewis, F. D.; Rosenberry, D. O.; and Lane, J. W., Understanding Water Column and Streambed Thermal Refugia for Endangered Mussels in the Delaware River, *Environmental Science & Technology*, 2013, *47*, 11423-11431.

18. Libelo, E. L.; and MacIntyre, W. G., Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface, *Applied Hydrogeology*, 1994, *2*, 49-54.

19. Lee, D. R.; and Hynes, H., Identification of groundwater discharge zones in a reach of Hillman Creek in southern Ontario, *Water Quality Research Journal*, 1978, *13*, 121-134.

20. McCallum, J. L.; Cook, P. G.; Berhane, D.; Rumpf, C.; and McMahon, G. A., Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry, *Journal of Hydrology*, 2012, *416*, 118-132.

21. Ruehl, C.; Fisher, A.; Hatch, C.; Los Huertos, M.; Stemler, G.; and Shennan, C., Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream, *Journal of Hydrology*, 2006, *330*, 235-248.

22. Frei, S.; and Gilfedder, B., FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon, *Water Resources Research*, 2015, *51*, 6776-6786.

23. Pittroff, M.; Frei, S.; and Gilfedder, B., Quantifying nitrate and oxygen reduction rates in the hyporheic zone using 222Rn to upscale biogeochemical turnover in rivers, *Water Resources Research*, 2017, *53*, 563-579.

24. Briggs, M. A.; Lautz, L. K.; and McKenzie, J. M., A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams, *Hydrological Processes*, 2012, *26*, 1277-1290.

25. Gonzalez-Pinzon, R.; Ward, A. S.; Hatch, C. E.; Wlostowski, A. N.; Singha, K.; Gooseff, M. N.; Haggerty, R.; Harvey, J. W.; Cirpka, O. A.; and Brock, J. T., A field comparison of multiple techniques to quantify groundwater-surface-water interactions, *Freshwater Science*, 2015, *34*, 139-160.

26. Poulsen, J. R.; Sebok, E.; Duque, C.; Tetzlaff, D.; and Engesgaard, P. K., Detecting groundwater discharge dynamics from point-to-catchment scale in a lowland stream: combining hydraulic and tracer methods, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2015, *19*, 1871-1886.

27. Anderson, M. P., Heat as a ground water tracer, *Ground Water*, 2005, *43*, 951-968.

28. Constantz, J., Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams, *Water Resources Research*, 1998, *34*, 1609-1615.

29. Tristram, D. A.; Krause, S.; Levy, A.; Robinson, Z. P.; Waller, R. I.; and Weatherill, J. J., Identifying spatial and temporal dynamics of proglacial groundwater-surface-water exchange using combined temperature-tracing methods, *Freshwater Science*, 2015, *34*, 99-110.

30. Stallman, W. R., Steady One-Dimensional Fluid Flow in a Semi-Infinite Porous Medium With Sinusoidal Surface Temperature, *Journal of Geophysical Research*, 1965, 70, 2821-2827.

31. Hatch, C. E.; Fisher, A. T.; Revenaugh, J. S.; Constantz, J.; and Ruehl, C., Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development, *Water Resources Research*, 2006, *42*, 1-14.

32. Briggs, M. A.; Lautz, L. K.; Buckley, S. F.; and Lane, J. W., Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling, *Journal of Hydrology*, 2014, *519*, 1739-1751.

33. Briggs, M. A.; Lautz, L. K.; McKenzie, J. M.; Gordon, R. P.; and Hare, D. K., Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux, *Water Resources Research*, 2012, *48*, 1-16.

34. Rosenberry, D. O.; Briggs, M. A.; Delin, G.; and Hare, D. K., Combined use of thermal methods and seepage meters to efficiently locate, quantify, and monitor focused groundwater discharge to a sand-bed stream, *Water Resources Research*, 2016, *52*, 4486-4503.

35. Käser, D. H.; Binley, A.; Heathwaite, A. L.; and Krause, S., Spatio-temporal variations of hyporheic flow in a riffle-step-pool sequence, *Hydrological Processes: An International Journal*, 2009, *23*, 2138-2149.

36. Krause, S.; Blume, T.; and Cassidy, N., Investigating patterns and controls of groundwater up-welling in a lowland river by combining Fibre-optic Distributed Temperature Sensing with observations of vertical hydraulic gradients, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, *16*, 1775-1792.

37. Hurtig, E.; Grosswig, S.; and Kuhn, K., Distributed fibre optic temperature sensing: A new tool for long-term and short-term temperature monitoring in boreholes, *Energy Sources*, 1997, *19*, 55-62.

38. Tyler, S. W.; Selker, J. S.; Hausner, M. B.; Hatch, C. E.; Torgersen, T.; Thodal, C. E.; and Schladow, S. G., Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods, *Water Resources Research*, 2009, *45*, 1-11.

39. Hausner, M. B.; Suarez, F.; Glander, K. E.; van de Giesen, N.; Selker, J. S.; and Tyler, S. W., Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data, *Sensors*, 2011, *11*, 10859-10879.

40. Van de Giesen, N.; Steele-Dunne, S. C.; Jansen, J.; Hoes, O.; Hausner, M. B.; Tyler, S.; and Selker, J., Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data, *Sensors*, 2012, *12*, 5471-5485.

41. Moffett, K. B.; Tyler, S. W.; Torgersen, T.; Menon, M.; Selker, J. S.; and Gorelick, S. M., Processes controlling the thermal regime of saltmarsh channel beds, *Environmental Science & Technology*, 2008, *42*, 671-676.

42. Selker, J. S.; Thevenaz, L.; Huwald, H.; Mallet, A.; Luxemburg, W.; de Giesen, N. V.; Stejskal, M.; Zeman, J.; Westhoff, M.; and Parlange, M. B., Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems, *Water Resources Research*, 2006, *42*, 1-8.

43. Selker, J.; van de Giesen, N.; Westhoff, M.; Luxemburg, W.; and Parlange, M. B., Fiber optics opens window on stream dynamics, *Geophysical Research Letters*, 2006, *33*, *1-4*.

44. Constantz, J., Heat as a tracer to determine streambed water exchanges, *Water Resources Research*, 2008, *44*, 1-20.

45. Westhoff, M. C.; Gooseff, M. N.; Bogaard, T. A.; and Savenije, H. H. G., Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream, *Water Resources Research*, 2011, *47*, 1-13.

46. Lauer, F.; Frede, H. G.; and Breuer, L., Uncertainty assessment of quantifying spatially concentrated groundwater discharge to small streams by distributed temperature sensing, *Water Resources Research*, 2013, *49*, 400-407.

47. Lowry, C. S.; Walker, J. F.; Hunt, R. J.; and Anderson, M. P., Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor, *Water Resources Research*, 2007, *43*, 1-9.

48. Mamer, E. A.; and Lowry, C. S., Locating and quantifying spatially distributed groundwater/surface water interactions using temperature signals with paired fiber-optic cables, *Water Resources Research*, 2013, *49*, 7670-7680.

49. Sebok, E.; Duque, C.; Engesgaard, P.; and Boegh, E., Application of Distributed Temperature Sensing for coupled mapping of sedimentation processes and spatio-temporal variability of groundwater discharge in soft-bedded streams, *Hydrological Processes*, 2015, *29*, 3408-3422.

50. Calkins, D.; and Dunne, T., A salt tracing method for measuring channel velocities in small mountain streams, *Journal of Hydrology*, 1970, *11*, 379-392.

51. Sloto, R. A.; and Crouse, M. Y., HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis, 1996, Report, https://pubs.er.usgs.gov/publication/wri964040.

52. Freeze, R. A., Streamflow generation, *Reviews of Geophysics*, 1974, *12*, 627-647.

53. Boulton, A. J.; Findlay, S.; Marmonier, P.; Stanley, E. H.; and Valett, H. M., The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers, *Annual Review of Ecology and Systematics*, 1998, *29*, 59-81.

54. Cardenas, M. B., Hyporheic zone hydrologic science: A historical account of its emergence and a prospectus, *Water Resources Research*, 2015, *51*, 3601-3616.

55. Gordon, R. P.; Lautz, L. K.; Briggs, M. A.; and McKenzie, J. M., Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program, *Journal of Hydrology*, 2012, *420*, 142-158.

56. Benyahya, L.; Caissie, D.; Satish, M. G.; and El-Jabi, N., Long-wave radiation and heat flux estimates within a small tributary in Catamaran Brook (New Brunswick, Canada), *Hydrological Processes*, 2012, *26*, 475-484.

57. Caissie, D., The thermal regime of rivers: a review, *Freshwater Biology*, 2006, *51*, 1389-1406.

58. Petrides, A. C.; Huff, J.; Arik, A.; van de Giesen, N.; Kennedy, A. M.; Thomas, C. K.; and Selker, J. S., Shade estimation over streams using distributed temperature sensing, *Water Resources Research*, 2011, *47*, 1-4.

59. Abrol, I.; and Palta, J., Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material, *Soil Science*, 1968, *106*, 465-468.

60. Lapham, W. W., Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity, in *Water Supply Paper* 2337- ed., 1989, 35 p.

61. Stonestrom, D. A.; and Constantz, J., Using temperature to study stream-ground water exchanges, 2004.

62. Poblador, S.; Thomas, Z.; Rousseau-Gueutin, P.; Sabaté, S.; and Sabater, F., Riparian forest transpiration under the current and projected Mediterranean climate: Effects on soil water and nitrate uptake, *Ecohydrology*, 2019, 12, 1-16.

63. Duff, J. H.; Toner, B.; Jackman, A. P.; Avanzino, R. J.; and Triska, F. J., Determination of groundwater discharge into a sand and gravel bottom river: A comparison of chloride dilution and seepage meter techniques, *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 2000, *27*, 406-411.

64. Shope, C. L.; Constantz, J. E.; Cooper, C. A.; Reeves, D. M.; Pohll, G.; and McKay, W. A., Influence of a large fluvial island, streambed, and stream bank on surface water-groundwater fluxes and water table dynamics, *Water Resources Research*, 2012, *48*, 1-18.

65. Van Balen, R. T.; Kasse, C.; and De Moor, J., Impact of groundwater flow on meandering; example from the Geul River, The Netherlands, *Earth Surface Processes and Landforms*, 2008, *33*, 2010-2028.

66. Hare, D. K.; Briggs, M. A.; Rosenberry, D. O.; Boutt, D. F.; and Lane, J. W., A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water, *Journal of Hydrology*, 2015, *530*, 153-166.

67. Winter, T. C., *Ground water and surface water: a single resource*, Vol. 1139, DIANE Publishing Inc., 1998.

68. Kolbe, T.; Marcais, J.; Thomas, Z.; Abbott, B. W.; de Dreuzy, J. R.; Rousseau-Gueutin, P.; Aquilina, L.; Labasque, T.; and Pinay, G., Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer, *Journal of Hydrology*, 2016, *543*, 31-46.

69. Thomas, Z.; Rousseau-Gueutin, P.; Kolbe, T.; Abbott, B. W.; Marçais, J.; Peiffer, S.; Frei, S.; Bishop, K.; Pichelin, P.; Pinay, G.; and de Dreuzy, J.-R., Constitution of a catchment virtual observatory for sharing flow and transport models outputs, *Journal of Hydrology*, 2016, *543*, 59-66.

4.3.2. Conclusion

Ces travaux avaient avant tout pour but de développer et tester une méthode permettant de quantifier de faibles exfiltrations de nappe le long d'un petit cours d'eau naturel. Cette méthode avait plus précisément pour but de calculer les flux verticaux dans le sédiment en chaque point d'un câble de fibre. Habituellement, il est nécessaire de connaître la température à deux profondeurs distinctes pour calculer les vitesses verticales en un point. Comme déployer deux câbles de fibre optique à deux profondeurs différentes en milieu naturel est techniquement très compliqué, nous avons tenté de remplacer le câble le plus superficiel par quelques mesures éparses à l'interface entre eau et sédiment (z_1 = 0cm). Ces mesures ponctuelles ont été acquises par des cannes thermométriques placées dans le sédiment. Le câble de fibre optique, lui, a été placé légèrement plus profondément (z_2 = -3cm) de manière à pouvoir détecter des arrivées diffuses de nappe et se maintenir en place tout seul sur de longues durées. En supposant les mesures à l'interface eau-sédiment homogènes le long du bief, **il est possible de calculer les flux verticaux en chaque point de la fibre**. Les points de mesures FO-DTS étant très nombreux (plus de 4000), il a été décidé, dans un premier temps, de n'appliquer le calcul des vitesses que sur certains points représentatifs. Deux types de points ont été choisis : des points neutres sans exfiltrations de nappe et des points manifestant des exfiltrations fortes et stables au cours du temps. Les vitesses d'exfiltrations ont été calculées en couplant données FO-DTS et les données de canne. Les flux au-dessus de points neutres ont été calculés sur la seule base des données des cannes thermométriques placées le long du bief. Ces cannes ont été préférées aux données DTS en raison de leur profondeur : moins sujettes aux mouvements du lit, les calculs sont moins sujets aux erreurs. Afin de tenir compte des différences géomorphologiques du cours d'eau, un point de référence de chaque type – exfiltration et non exfiltration – a été choisi pour chaque sous-bief. Il a ainsi été possible de déterminer une vitesse verticale en zone neutre et en zone d'exfiltration pour chaque bief. Enfin, à chaque pas de temps, les **zones décrites comme dépourvues d'exfiltrations** se sont vues **attribuées la vitesse calculée sur la canne thermométrique la plus proche**. Il a été fait de même pour chaque **zone décrite comme influencée par la nappe et les vitesses obtenues à partir du couplage FO-DTS-cannes**.

Les résultats de cette méthode couplant localisation par FO-DTS et vitesses verticales ont été comparés à deux méthodes de quantification plus intégratives dans l'espace : le jaugeage différentiel et la méthode développée par Selker et al. (2006a) (voir Méthodes). Cette dernière a été appliquée à une échelle plus large (400m) qu'elle n'a été initialement développée pour. La comparaison a donné **des résultats probants en période de basses eaux et en fin de hautes eaux**. Toutefois, notre méthode de quantification des exfiltrations **a fortement sous-estimé la part de la nappe en hautes eaux** (entre -65% et -90% par rapport au jaugeage différentiel sur les périodes les plus claires). Cette sous-estimation, même si elle peut être relativisée par les incertitudes du jaugeage, les erreurs d'estimation du débit de base par séparation d'hydrogramme, a été imputée à certaines limites de la méthodologie employée.

Une première raison serait le **faible nombre de vitesses verticales calculées** : avec seulement quatre points représentatifs des exfiltrations et trois points représentatifs des zones neutres (sans influence de nappe), le bilan des échanges entre nappe et rivière est probablement imprécis. Il est possible que des arrivées importantes aient été négligées. Pour vérifier cette hypothèse, l'utilisation de l'amplitude maximale, minimale et moyenne de l'anomalie thermique par sous-bief permettrait de vérifier l'origine de cette sous-estimation. Bien évidemment, l'automatisation des calculs de vitesses verticales le long de la fibre permettrait de mieux tenir compte des hétérogénéités spatio-temporelles et de mieux estimer les échanges à l'échelle du bief. C'est cette dernière méthode qu'il faudrait explorer à court terme.

Une seconde raison expliquant cette sous-estimation peut être la **faible couverture spatiale de la fibre optique en transversal**. Le câble ayant été placé au centre du cours d'eau, dans le thalweg, il est très probable que des **arrivées latérales de nappe n'aient pas été détectées**. L'étendue spatiale de ces exfiltrations latérales est directement fonction du niveau piézométrique de la nappe : elles sont bien plus nombreuses en hautes eaux qu'en basses eaux. Les **exfiltrations au niveau du thalweg, détectées par le DTS** sont moins sensibles à cette baisse saisonnière du niveau piézométrique : elles **prédominent en période de basses eaux** et constituent la majeure partie du débit de base, ce qui explique les bons résultats obtenus sur cette période. Par ailleurs, ces exfiltrations en fond de lit pourraient être issues de circulations régionales plus profondes, ce qui pourrait expliquer leur détection dans certaines zones même quand le gradient hydraulique local est défavorable. Une meilleure couverture spatiale des câbles de fibre optique permettrait de tenir compte des exfiltrations latérales et d'ainsi mieux caractériser les échanges entre nappe et rivière dans toute la zone hyporhéique. L'installation du câble FO en serpentin ou la mise en place de plusieurs câbles parallèles permettrait d'améliorer les résultats. Néanmoins, cette technique s'avère très lourde sur le terrain, le recours à des données continues comme l'utilisation de l'imagerie infrarouge thermique (IRT) constitue une alternative intéressante. Hare a démontré qu'il était possible de notamment repérer des exfiltrations latérales au cours d'eau par des mesures manuelles. Ce genre de mesures de surface pourrait ainsi venir en appoint à des mesures directes dans le cours d'eau ou les sédiments. De telles mesures sont déjà utilisées à des échelles spatiales bien supérieures à la fibre optique pour caractériser l'hétérogénéité thermique de grands cours d'eau (Dugdale et al., 2015; Fullerton et al., 2015; Wawrzyniak et al., 2012). Dans l'hypothèse où les processus de mélange des eaux de nappe avec la surface pourraient être détectés en surface par mesures IRT, ces dernières pourraient devenir un outil puissant d'hydrologie fluviale.

Malgré cette sous-estimation globale des échanges dans la zone hyporhéique, la méthode a permis d'identifier des **processus hydrologiques invisibles aux autres méthodes plus intégratives dans l'espace et aux mesures par fibre optique habituelles.** En effet, des **périodes d'inversion locale des flux ont été détectées** à l'automne et en fin de printemps. Ces inversions ont été attribuées à des crues brusques (fortes précipitations, débâcles à l'amont) qui auraient momentanément inversé un gradient hydraulique entre rivière et nappe déjà faible.

Pour conclure, la méthode de quantification de petites exfiltrations couplant fibre optique et vitesses verticales peut être **utilisée avec succès pour quantifier les exfiltrations de nappe dans un bief, à condition que les exfiltrations détectées soient représentatives des flux dans la section de la rivière.** En outre, la méthode développée s'est révélée capable de **détecter une inversion ponctuelle des échanges dans l'espace qui ne peut être caractérisée par les méthodes intégratives.** Ce dernier point ouvre de nouvelles perspectives pour discriminer efficacement les exfiltrations de nappes, sensibles aux gradients hydrauliques locaux, et celles qui le sont moins. Avant d'atteindre de tels objectifs, certaines améliorations méthodologiques sont nécessaires : une **meilleure couverture spatiale** du système DTS et une **automatisation des calculs de vitesses verticales en chaque point** permettraient une meilleure **prise en compte de l'hétérogénéité spatio-temporelle et de l'intermittence des processus d'échange nappe-rivière, et donc une meilleure quantification des flux**. Des mesures complémentaires avec des compteurs d'exfiltrations seraient également souhaitables pour comparer les résultats locaux obtenus. La caractérisation plus fine des échanges (gains comme pertes) avec la résolution spatio-temporelles du FO-DTS pourrait être d'un grand intérêt pour l'étude de processus biogéochimiques tels que la dénitrification dans la zone hyporhéique (Annexe 1) ou la détection de flux souterrains qui jouent un rôle important dans la régulation thermique des cours d'eau.

4.4. Caractérisation spatio-temporelle des processus hydrologiques et des échanges nappe-rivière : Analyse complémentaire du bief

4.4.1. Dynamique des échanges dans la zone humide

Outre les mesures distribuées par fibre optique (FO-DTS) déployées dans le cours d'eau, de nombreuses autres mesures ont cours sur le site de la Zone Atelier Armorique (ZAAr) depuis de nombreuses années (Thomas et al., 2019). La richesse et la diversité de ces données est venue en appui de la grande résolution spatio-temporelle de la fibre optique pour mieux comprendre le fonctionnement du cours d'eau. Les résultats présentés dans cette section viennent compléter et appuyer les résultats présentés dans les deux articles précédents et permettent d'ouvrir la discussion autour des échanges nappe-rivière sur le site.

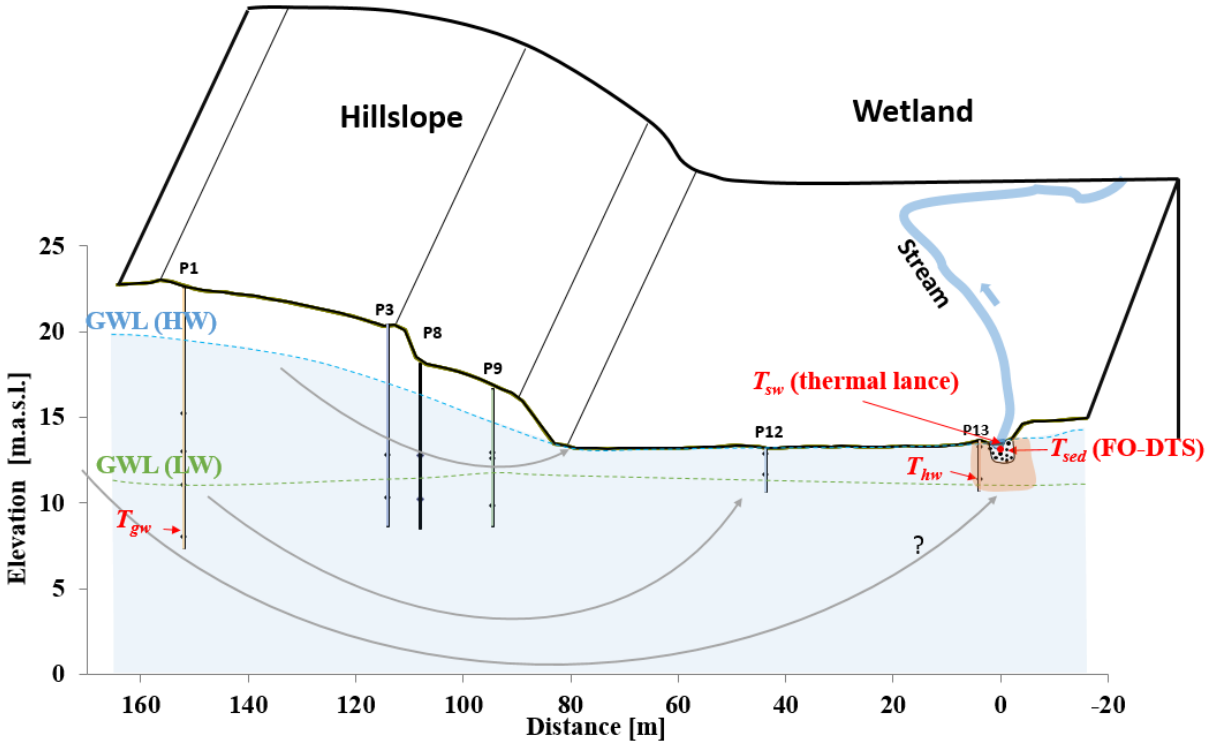


Figure 4-1. *Coupe transversale schématique du versant adjacent à la zone humide, dans la partie amont du bief où la fibre optique a été installée. La zone hyporhéique y est représentée en rouge. La localisation des mesures ponctuelles de température est également renseignée. Seules les données piézométriques de P1, P13 et dans le cours d'eau ont été utilisées.*

La figure 4-1 présente succinctement quelques le dispositif de mesure déployé sur le versant adjacent à la zone humide (*sub-reach wetland* dans les articles précédents), à l'amont du bief où la fibre optique a été installée. La topographie transversale de cette zone humide y est exagérée afin de mieux appréhender les flux souterrains susceptibles de générer des exfiltrations de nappe dans le cours d'eau. On peut ainsi mieux juger du caractère surélevé du lit actuel du cours d'eau, détourné de son tracé originel (P12) suite au remembrement de la zone humide. Le niveau du toit de la nappe est suivi en continu par un ensemble de piézomètres à un pas de temps de 5min et une incertitude de ±0,5cm, depuis une dizaine d'années. La température de la nappe, dans ces mêmes piézomètres, a également été enregistrée à un pas de temps de 5min et avec une incertitude de 0,2°C. Seuls les piézomètres situés sur la même ligne

perpendiculaire au cours d'eau sont représentés ici et seules les données P1, P13 et du cours d'eau seront présentés par souci de simplification. Pour plus de clarté, les données issues de P1 sont désignées par l'indice *gw (groundwwater)* car prises dans la nappe. Celles de P13, enregistrées dans la zone hyporhéique (en rouge sur la figure 4-1), sont notés *hw (hyporheic water)* tandis que les données prises dans la prise d'eau en rivière sont marquées *sw (stream water).* Notons au passage l'absence de données en provenance de la parcelle agricole situé sur le versant adjacent à la rive droite car aucun piézomètre n'a pu y être installé. Pour information, les niveaux piézométriques (*GWL : groundwater level*) de hautes eaux en bleu *(GWL-HW)* et des basses eaux en vert *(GWL-LW)* sont le fruit d'observations passées et sont ici purement qualitatifs. Ils indiquent généralement une décharge de la nappe de versant vers la zone humide en période de hautes eaux (typiquement de Novembre/Décembre à Juin sur le site). En revanche, en basses eaux (Juillet/Août à Octobre/Novembre selon les années), il n'est pas rare que la zone humide apparaisse plus haute car alimentée par l'amont. A noter qu'à l'interface entre le versant et la zone humide (à proximité du P9), Clément et al. (2003) avait caractérisé une zone artésienne.

La Figure 4-2 présente les charges hydrauliques de la nappe de versant (H_w), dans la zone hyporhéique (H_{hw}) et de la surface libre du cours d'eau (H_{sw}) sur quatre années. L'année de suivi par fibre optique (Juillet 2016 à Juin 2017) est mise en évidence par le cadre gris. Comparée aux trois années précédentes, l'année de suivi apparait particulièrement sèche avec des niveaux de nappe inférieur de 0,6m en basses eaux et jusqu'à 5m en hautes eaux. Si le niveau d'eau en rivière est comparable en basses eaux (environ 12,6m), il est particulièrement bas en hautes eaux durant cette année 2016-2017 (-0,4m par rapport aux autres années). Les observations de terrains vont également en ce sens : aucune occupation du lit majeur n'a été constatée durant l'année de mesure par fibre optiques alors que les débordements de lit mineur sont habituellement fréquentes. L'étude du niveau de nappe (H_{gw}) indique également que celui-ci est passé au-dessus de celui du cours d'eau plus tardivement (Février 2017) que les autres années (Novembre à Janvier).

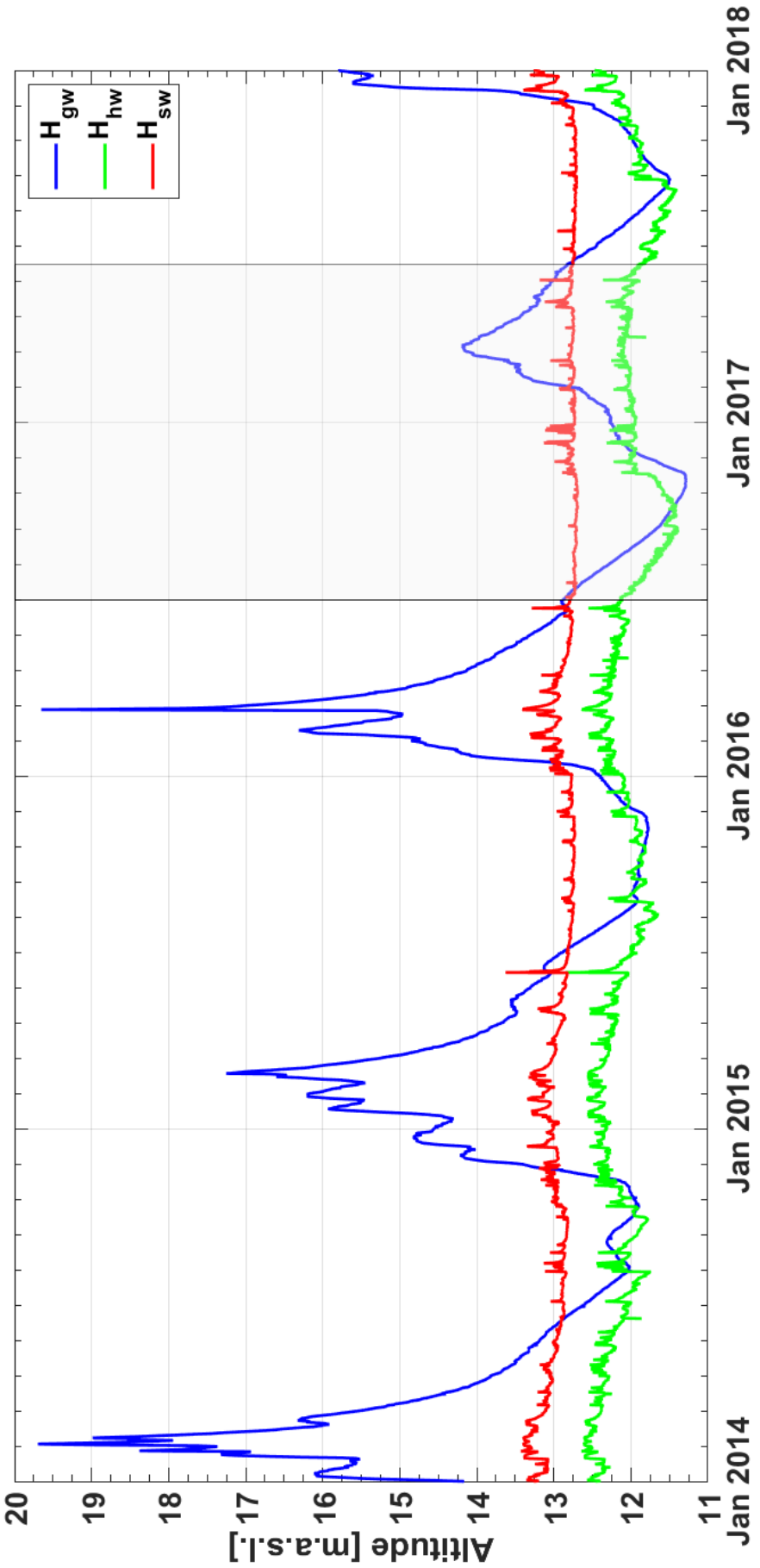


Figure 4-2. *Evolution des charges hydrauliques dans la nappe (gw), dans la zone hyporhéique (hw) et dans le cours d'eau (sw).*

L'analyse des charges hydrauliques par compartiment (nappe, zone hyporhéique et rivière) révèle la complexité du système. Comme évoqué plus haut, la nappe de versant atteint généralement son niveau minimum (environ 11,5m) fin Octobre ou début Novembre. Elle se recharge ensuite dès Décembre pour atteindre un maximum en Mars (14 à 19m). La charge hydraulique de la nappe décroit ensuite de nouveau de Mars jusqu'à Octobre. La rivière, quant à elle, oscille entre 12,6 et 13,4m, mais reste globalement stable. Il apparaît ainsi qu'elle est perchée (gradient hydraulique inverse) une bonne partie de l'année (d'Août à Janvier sur l'année de mesure, par exemple). En théorie, dans un système classique, les niveaux piézométriques de la zone hyporhéique devraient toujours se trouver entre ceux de la nappe et du cours d'eau puisqu'elle fait la jonction entre les deux compartiments. Or, ce cas de figure ne s'observe qu'à un seul moment de l'année: en fin de basses eaux, quand la nappe est au plus bas. A cette période, la zone hyporhéique, connectée au cours d'eau, se recharge plus tôt que la nappe de versant. Le reste de l'année hydrologique, la charge de la zone hyporhéique se situe sous celle de la rivière et de la nappe. les gradients hydrauliques indiquent que la rivière se décharge vers la zone hyporhéique. Les gradients hydrauliques entre la nappe de versant (*gw*) et la zone hyporhéique (*hw*) sont principalement positifs sauf ponctuellement en période de basses eaux. Le point le plus bas de la zone humide n'est pas le cours d'eau lui-même, mais son ancien lit, localisé au niveau du piézomètre P12 (Fig. 4-1). L'étude piézométrique nous révèle ainsi que les flux d'eau locaux semblent se diriger vers ce point, et non vers le cours d'eau recalibré. Ces observations constituent le principal argument expliquant le peu d'exfiltrations de nappe observées dans la zone humide : le cours d'eau à cet endroit est probablement en perte de charge (*losing stream)*. Les quelques exfiltrations repérées dans ce tronçon ne viennent pas nécessairement remettre en cause cette hypothèse d'une infiltration générale. En effet, certaines études ont démontré qu'il était possible d'avoir des arrivées de nappe très localisées dues à la grande hétérogénéité du milieu souterrain (Krause et al., 2012; Slater et al., 2010).

Dans le cas présent, deux hypothèses ont été avancées pour expliquer la présence d'exfiltrations dans la zone humide malgré sa nature perchée. La première veut que ces exfiltrations viennent du versant opposé, depuis la rive droite non instrumentée. En effet, le versant est très proche du cours d'eau et relativement abrupt. Ce serait alors le gradient entre ce versant et la rivière, sans doute moins marqué que celui affiché sur la Figure 4-2, qui contrôlerait les échanges entre nappe et rivière. Etant donné la topographie transversale du site, il est probable que le cours d'eau intercepte en fait les flux souterrains entre la nappe de ce versant et le point bas de la zone humide (P12 – Fig. 4-1). En outre, il est possible que des drains agricoles y aient été installés, ce qui expliquerait le caractère ultra-localisé et quasi-permanent de certaines exfiltrations dans la zone humide.

La deuxième hypothèse repose sur l'existence de circulations souterraines plus profondes qui seraient moins sensibles au gradient hydraulique local. Kolbe et al. (2016) ont modélisé les temps de transfert des eaux souterraines à l'échelle du bassin versant de 35 km². Ils ont ainsi déterminé que la zone instrumentée était effectivement une zone de décharge (Fig. 4-3). Toutefois, ils ont également montré que les distances d'écoulement et les temps de transfert des eaux souterraines y étaient beaucoup plus courts que pour le reste du site. Aucune circulation profonde n'a été mise en évidence. Il semble donc plus probable que les exfiltrations visibles à l'amont du bief soient bien dues au versant opposé plutôt qu'à des circulations régionales.

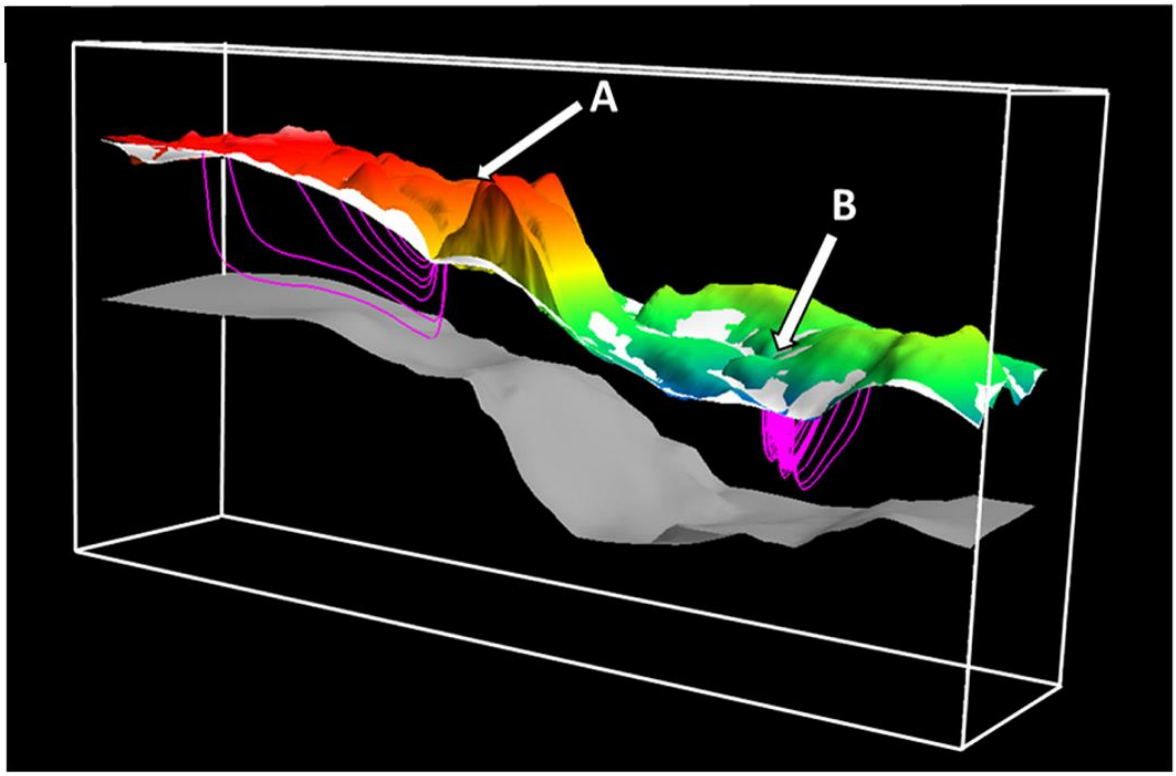


Figure 4-3. *Modélisation 3D des flux souterrains à l'amont de la ZAAr (A) et sur le site de mesures (B). La base de la roche-mère est représentée en gris, la surface des sols en couleur et les affleurements de la nappe, au-dessus de la surface du sol, en blanc (d'après Kolbe et al. (2016)).*

La Figure 4-4 décrit l'évolution de la température dans la zone humide au cours de l'année. La température de la nappe (bleue), de la zone hyporhéique (verte) et de la rivière (rouge) y sont représentées en même temps que la température de l'air (noire) enregistrée quelques kilomètres au nord. La station météo chargée de cette mesure atmosphérique a cessé de fonctionner entre Octobre et Novembre 2016. Ce suivi de température permet de mieux appréhender le régime thermique du cours d'eau au cours de l'année. Ainsi la température de la nappe apparaît extrêmement stable au cours du temps, ne présentant que quelques dixièmes de degrés de variation (12,4 à 12,5°C). Cette stabilité est évidemment due à la profondeur de la mesure (15m), mais probablement aussi à peu de mélange entre les eaux jeunes (recharge) et les eaux plus anciennes. La température du cours d'eau, en revanche, suit la température de l'air. L'atmosphère dominant le régime thermique de la plupart des cours d'eau (Caissie, 2006; Mohseni and Stefan, 1999), tout décalage prononcé entre T_{air} et T_{sw} peut être imputé à une autre influence, notamment souterraine. Ainsi, on peut remarquer que T_{sw} diverge clairement de T_{air} entre Décembre 2016 et Février 2017. Ce décalage s'estompe ponctuellement pendant des crues rapides. En outre, T_{sw} apparaît moins variable durant la même période. Ce comportement a pu être relié aux observations et mesures menées avec la fibre optique (sections 4.2 et 4.4). En effet, cette période correspond au début des hautes eaux et de la recharge de la nappe. Les écoulements en provenance de la nappe augmentent donc au cours de cette période et influencent davantage la rivière : T_{sw} tend davantage vers T_{gw} et se distingue de $T_{air.}$ En revanche, le brusque apport d'eau par ruissellement lors des crues de cette période (section 4.4 – Fig. 6) ramène T_{sw} plus proche de T_{air}. Le décalage ne réapparaît que lorsque les apports de nappe assurent de nouveau la majeure partie du débit de base. Le fait que T_{air} et T_{sw} soient très proches tout le reste de la période hautes eaux a été attribué (i) à la faible différence de

température entre air et nappe qui rend difficile une distinction et (ii) à une rapide succession d'évènements pluvieux imposant leur température atmosphérique.

A l'instar de T_{sw}, T_{hw} suit globalement la même évolution que T_{air}, mais affiche de plus faibles amplitudes. Ce tamponnement des températures est évidemment dû à la profondeur des mesures (3,5m) et à une influence accrue de la nappe. Cela a aussi pour conséquence un décalage temporel (ou déphasage) entre le signal thermique de surface (fluctuations de T_{air}) et le signal enregistré dans la zone hyporhéique. A l'échelle de l'année, le déphasage apparaît assez clairement en automne ou au printemps quand les températures extérieures changent durablement : T_{hw} réagit plus lentement et se retrouve un temps plus chaud (Octobre 2016) ou plus froid (Mai 2017) que le reste du système. A une échelle de temps plus courte, l'analyse du déphasage et des amplitudes de température dans la zone hyporhéique et la rivière permet de caractériser le sens des écoulements entre les deux compartiments. La même théorie dirige les calculs des vitesses d'écoulement dans le sédiment de la section 4.4. Qualitativement, il est par exemple possible de repérer des échanges entre la nappe et la zone hyporhéique entre Décembre et Février. Lors des crues brusques repérées durant cette période, l'hypothèse a été émise que le gradient hydraulique entre nappe et rivière s'était inversé, entraînant une décharge ponctuelle de la rivière vers la nappe (section 4.4). Lors de ces crues, la température de la rivière a ponctuellement augmenté, suivant en cela la température atmosphérique. Quelques jours plus tard, ce signal de surface a été enregistré dans la zone humide, indiquant une infiltration de surface dans le sédiment (en mi-Janvier par exemple). En cas de gradient hydraulique trop important pour être influencé par une crue subite (par exemple entre Février et Mars 2017), les échanges se déroulent globalement de la nappe thermiquement stable vers la rivière. Dans ce cas-là, T_{hw} est également plus stable. Quelques études ont tiré parti du déphasage et des changements d'amplitude thermique entre compartiments pour localiser et quantifier des échanges à grande échelle par fibre optique (Henderson et al., 2009; Westhoff et al., 2011a). Appliquer le même genre d'analyses à l'échelle d'un versant ou sur un bief connu pourraient offrir de nouvelles perspectives dans la description du régime thermique du cours d'eau.

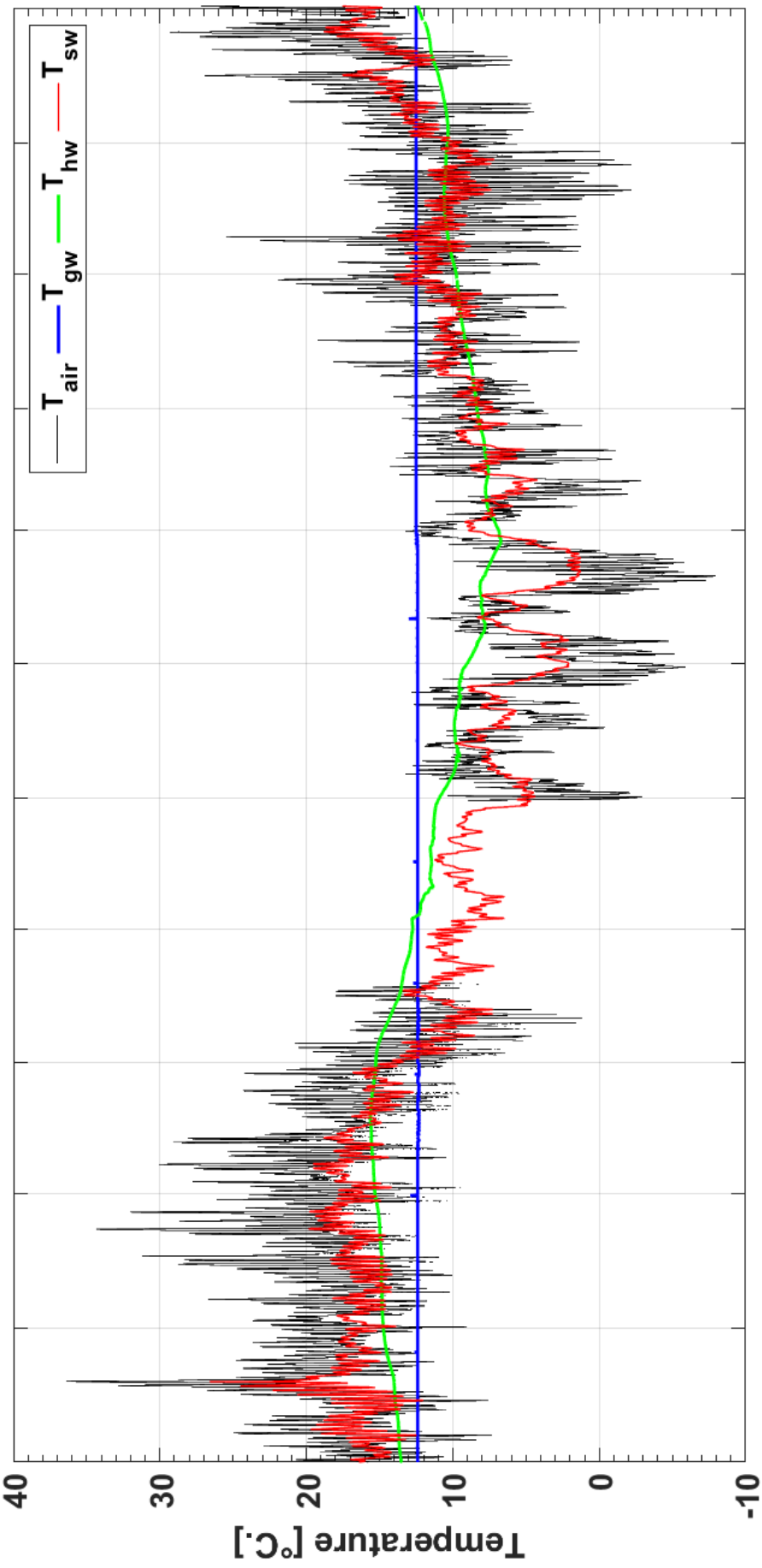


Figure 4-4. *Evolution des températures dans les différents compartiments. La température de l'atmosphère (T_{air}), de la nappe (T_{gw}), de la zone hyporhéique (T_{hw}) et de la rivière (T_{sw}).*

La Figure 4-5 synthétise une partie des informations présentées dans les Figures 4-2 et 4-3 en montrant l'évolution du gradient hydraulique (courbe noire) et du contraste thermique (courbe rouge) entre la nappe souterraine (*GW*) et le cours d'eau (*SW*). Certaines des informations discutées précédemment y sont présentes. Ainsi, le gradient hydraulique illustre bien la nature perchée de la rivière avec un gradient hydraulique négatif de Juillet 2016 à Février 2017, alors même que la période de hautes eaux débute en Novembre 2016 (début de la recharge de la nappe). Les crues responsables des inversions de flux mesurées dans la section 4.4 et re-décrites brièvement sur la figure précédente (Fig. 4-4) sont particulièrement visibles ici. On observe plusieurs variations brusques, notamment en période de hautes eaux. De son côté, le contraste thermique entre nappe et rivière est très variable. Il est toutefois intéressant de noter que pendant une courte période en automne (Octobre) et au printemps (Avril/Mai), la différence de température entre nappe et rivière s'inverse et peut même être nulle. Durant ces périodes clés, la détection d'exfiltrations de nappe par la température est rendue plus difficile. Cette difficulté est généralement contournée par l'utilisation de la variabilité journalière de la température. Dans le cadre d'une cartographie sub-horaire des exfiltrations (section 4.2), cela peut cependant poser problème. Sur cette figure, le contraste thermique diminue fortement (-4°C) en Février, simultanément avec une brusque augmentation du gradient hydraulique qui voit la nappe de versant passer au-dessus de la rivière. Une telle observation prise seule pourrait indiquer des exfiltrations de nappe accrues. Toutefois, ce changement est également concomitant avec un changement des températures atmosphériques (Fig. 4-4). Ceci illustre la nécessité de multiplier les mesures dans différents compartiments et croiser les informations afin d'éviter les erreurs d'interprétation. C'est aussi la raison pour laquelle nous avons choisi de comparer directement les mesures par FO-DTS avec les fluctuations atmosphériques pour la cartographie des exfiltrations de nappe.

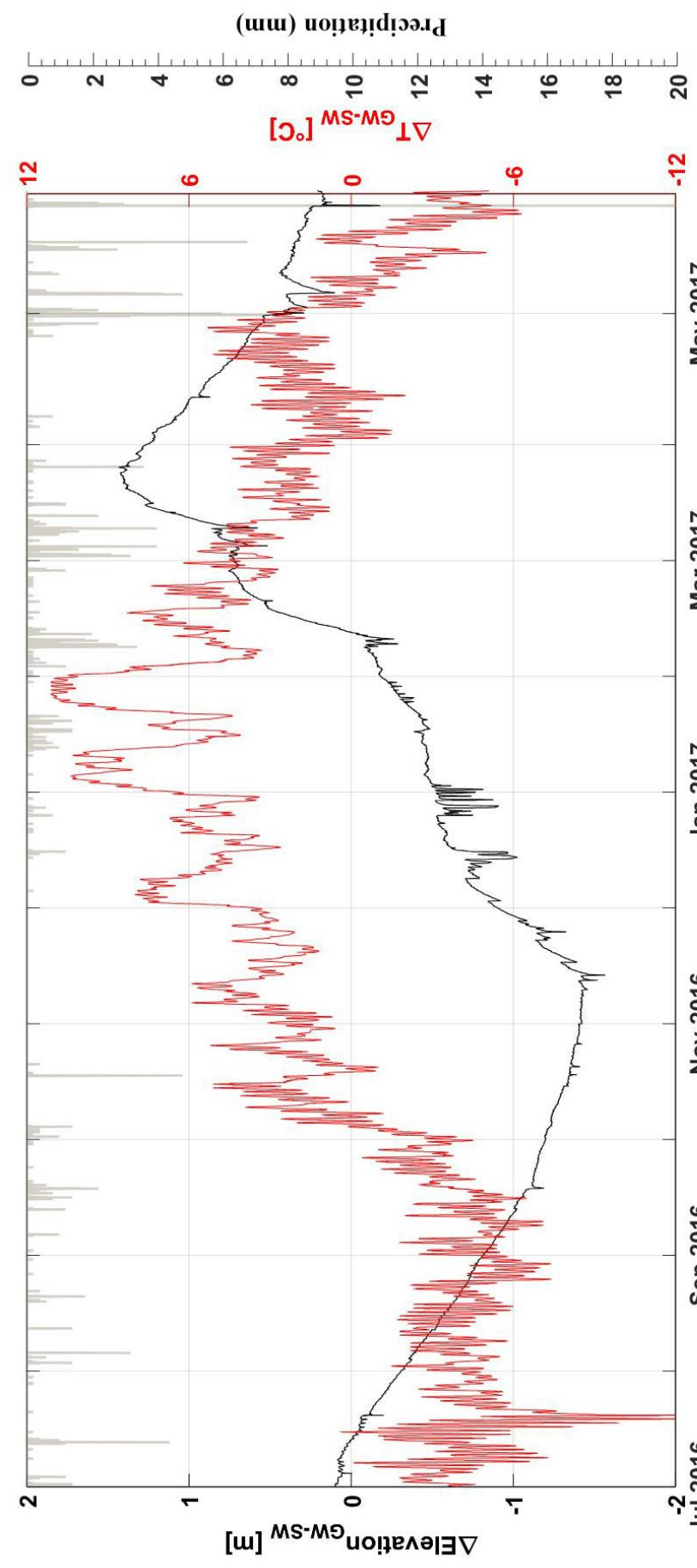


Figure 4-5. *Evolution du gradient hydraulique (ΔElevation) et du contraste thermique (ΔT) entre la nappe (gw) et le cours d'eau (sw). Les précipitations sont indiquées en gris. A noter que les gradients hydrauliques diminuent lors des crues importantes.*

4.4.2. Hétérogénéité spatiale du bief

La dynamique des échanges entre la nappe et le cours d'eau présentée dans la section précédente vient confirmer et expliquer certaines observations menées dans la zone humide par fibre optique. Il convient toutefois de rappeler que ces résultats sont pour la plupart spécifiques à cette partie du bief. Artificiellement crée lors du remembrement, ce sous-bief qui borde la zone humide est perché et très rectiligne. Or, ce n'est pas le cas des sous-biefs plus à l'aval. Moins anthropisés, ces sous-biefs possèdent une géomorphologie légèrement différente. L'utilisation conjointe de la fibre optique et des cannes thermométriques a permis de montrer des différences de comportement.

Comparaison des mesures FO-DTS aux autres mesures in-situ

Les Figures 4-6 et 4-7 illustrent tout d'abord les différences entre les mesures par fibre optique et les autres mesures ponctuelles. La Figure 4-6 illustre ainsi les différences de température de l'air entre la station météo située à quelques kilomètres à l'aval du site et la fibre optique. Les mesures FO-DTS montrent un **décalage temporel d'environ 1h30** et **des amplitudes de température plus importantes**. Ceci a été attribué à la localisation des deux capteurs. La station météo se trouve dans une zone respectant les normes météo-France- en milieu dégagé, loin de tout obstacle et ombrage, et exposée aux vents tandis que la fibre est directement sur dans la zone de bas fond et protégée des éléments par un couvert d'arbres. Il a été supposé que la fibre optique rendait mieux compte de la température sur site et c'est donc elle qui a été utilisée pour la cartographie des exfiltrations.

La Figure 4-7 offre une comparaison entre les mesures FO-DTS et les mesures des cannes thermométriques situées à l'amont du site, dans la zone humide (section 4.4 – Fig.1). Deux cannes ont été comparées : la canne fabriquée dans notre laboratoire composée de capteurs TidBit (incertitude de 0,2°C) placée à demeure dans le sédiment et la canne UIT (incertitude de 0,1°C) placée à proximité. Les deux cannes étaient situées près de la berge tandis que le câble de fibre optique était enterré dans le thalweg, au centre du cours d'eau. Les données FO-DTS ont été comparées aux données à +5cm de la canne TidBit et à +5cm et 0cm de la canne UIT. Les données Tidbit et UIT_0cm montrent des amplitudes moindres et un léger décalage temporel. Ce tamponnage des températures indique que les capteurs TidBit et UIT_0cm sont enterrés ou colmatés par le sédiment. Les données FO-DTS, en revanche, montrent une amplitude semblable à UIT_+5cm (dans le tirant d'eau), mais avec un déphasage temporel semblable aux données dans le sédiment. Les amplitudes comparables semblent indiquer un câble déterré tandis que le déphasage indique un enterrement possible dans le sédiment. Les reconnaissances épisodiques sur le terrain ont montré que cette portion de câble était effectivement régulièrement découverte. Le léger décalage temporel a donc été attribué à la résolution temporelle du dispositif (moyenne sur 40min). Les résultats de la Figure 4-6 indiquent la bonne précision des mesures FO-DTS (estimée à 0,05°C), mais illustrent une des limites de notre méthode de cartographie d'exfiltrations. Cette dernière repose sur l'hypothèse que le câble est enterré à une profondeur fixe connue qui permet à la fois de détecter des arrivées de nappes et de calculer les flux verticaux. Or, outre ces résultats, il a été constaté à plusieurs reprises que des portions de câble étaient découvertes, voire enchevêtrées avec des branchages. Certaines de ces portions ont été exclues de nos analyses car situées à l'air libre, mais il s'est avéré impossible de contrôler régulièrement l'état du dispositif sur toute l'année. Soit que le tirant d'eau soit trop important ou troublé par les sédiments pour trouver ces portions, soit que le débit interdise de remettre en place le câble sous peine de creuser davantage le sédiment, soit que trop de temps se soit passé entre deux reconnaissances. Ainsi, certaines parties du cours d'eau jugées libres d'exfiltrations de nappe ont pu en fait être due à un câble déterré durablement. Similairement, des zones d'exfiltrations préférentielles étaient peut-être dues en

fait à un enfouissement excessif du câble. Pour limiter ces artefacts, nos données ont été centrées sur des zones accessibles où le câble était bien enterré, mais sans exfiltration de nappe nette (section 4.2 - Fig. 6a). Ensuite, seuls les points présentant une anomalie thermique supérieure à la moyenne de tout le bief ont été considérée comme des exfiltrations. A l'avenir, il serait intéressant d'adapter le code de calcul VFLUX2 qui permet de déterminer la diffusivité thermique k_e du sédiment et ainsi calculer les flux verticaux même en cas de déterrement du capteur superficiel (Gordon et al., 2012; Rosenberry et al., 2016). Il demeure toutefois que le câble est globalement bien resté en place dans le sédiment : les modifications du lit par les crues successives se sont avérées mineures (année sèche) et la profondeur du câble au cours de son enlèvement en Juillet 2017 a été jugée proche de celle initiale. Ceci a permis de considérer les hétérogénéités constatées le long de la fibre comme pertinentes et dues à des processus locaux ou de vraies différences géomorphologiques.

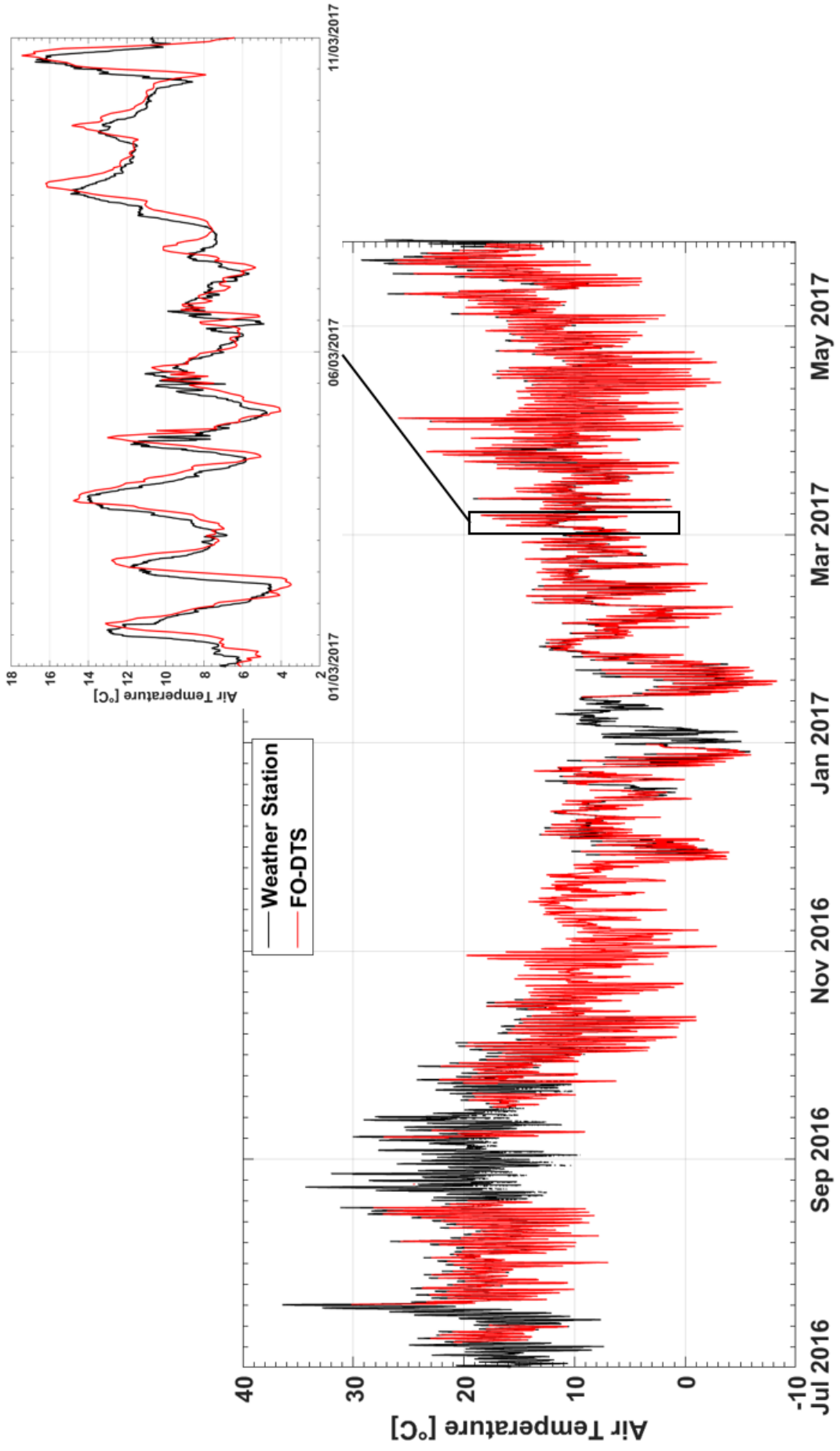


Figure 4-6. *Comparaison des mesures de température atmosphériques sur le site de la ZAAr.*

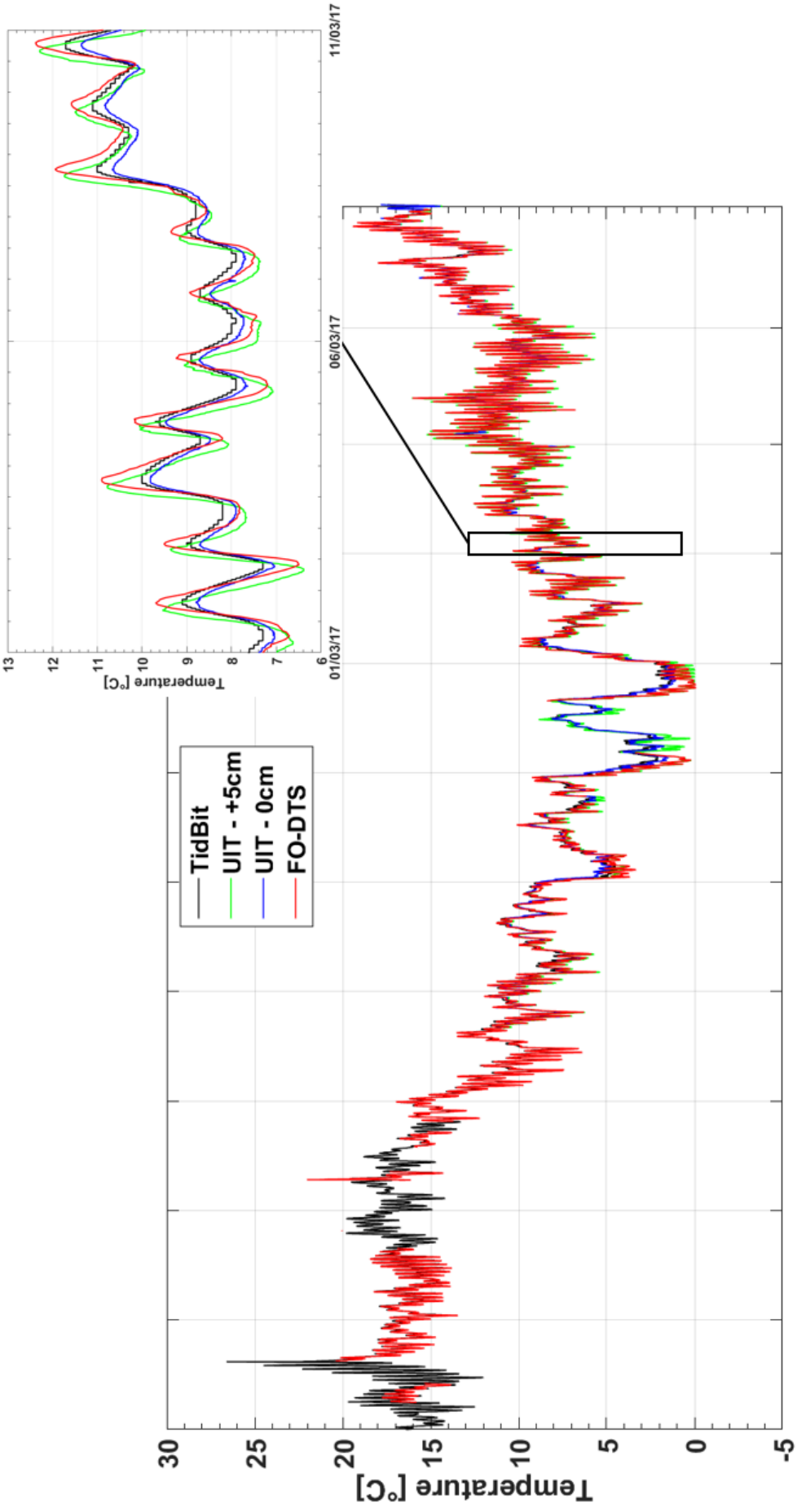


Figure 4-7. *Comparaison des températures dans le lit du cours d'eau, dans le sous-bief zone humide. Tidbit et UIT : cannes thermométriques ; FO-DTS : fibre optique installée dans la partie superficielle des sédiments.*

Ecarts de température dans les sédiments

La Figure 4-8 renseigne sur la température moyenne dans le sédiment T_{sed} sur l'ensemble de l'année de mesure. Sont aussi illustrées la température de la nappe T_{gw} et celle de l'atmosphère T_{air} mesurée par la fibre optique. Les écarts-type de chacune de ces moyennes annuelles sont également présentés. Tout au long du bief, T_{sed} apparaît compris entre T_{gw} et T_{air}. D'après le concept appliqué dans la section 4.2 pour cartographier les exfiltrations, les zones ou points de mesure plus proche de T_{gw} sont théoriquement davantage influencés par la nappe. Leur écart-type devrait donc également être plus faible. En ce sens, le tracé de T_{sed} est ici une illustration de localisation classique d'exfiltrations par étude de la variance (Moffett et al., 2008) et un écho de la Fig. 7 de la section 4.2. De fait, la méthodologie proposée en section 4.2 a surtout consisté à déterminer à partir de quel écart avec T_{air} on pouvait considérer un point comme influencé par la nappe.

Cette illustration des données brutes montre que le sous-bief de zone humide (*wetland*) est relativement homogène avec seulement quelques zones d'écart-type plus faible. Ces points précis sont supposés être des zones de plus haute conductivité hydraulique (Genereux 2008) ou des drains agricoles non repérés. Les portions de bief désignées comme un bois (*wood*) et une praire (*meadow)* affichent davantage de points d'exfiltrations. Le sous-bief le plus à l'aval s'apparente à un marais (*swamp*) et succède immédiatement à la confluence avec l'affluent. Ce sous-bief est globalement moins variable que les trois autres donc manifestement davantage influencé par la nappe, avec notamment deux zones très marquées par la nappe [455-465m] et [470-490m]. L'affluent étant connu pour être très influencé par la nappe (voir Annexe 1), ces deux anomalies ont été initialement suspectées d'être en fait dues à son influence. Toutefois, certains indices laissent supposer que ces anomalies sont bien dues à des exfiltrations de nappe. Premièrement, aucune différence de mélange n'a été mise en lumière au cours du temps. En effet, en hiver, l'eau de nappe est relativement chaude comparée au cours d'eau : en cas de mauvais mélange, par gravité, l'eau de l'affluent devrait difficilement atteindre le câble situé dans le sédiment et au fond d'une mouille. Or, de fortes anomalies ont été enregistrées en hiver aussi, éliminant l'hypothèse d'un mauvais mélange des eaux. Un bon mélange de l'affluent a donc été supposée. En cas d'influence majeure de l'affluent, l'anomalie thermique résultante devrait donc marquer tout le cours d'eau, indistinctement de sa morphologie. Or, les seuils se situant immédiatement après la confluence [470m] et [500m] semblent thermiquement beaucoup moins impactés. Ce faisceau d'indices a donc mené à interpréter ces deux zones comme des exfiltrations de nappe car situées dans des mouilles profondes susceptibles d'intercepter la nappe.

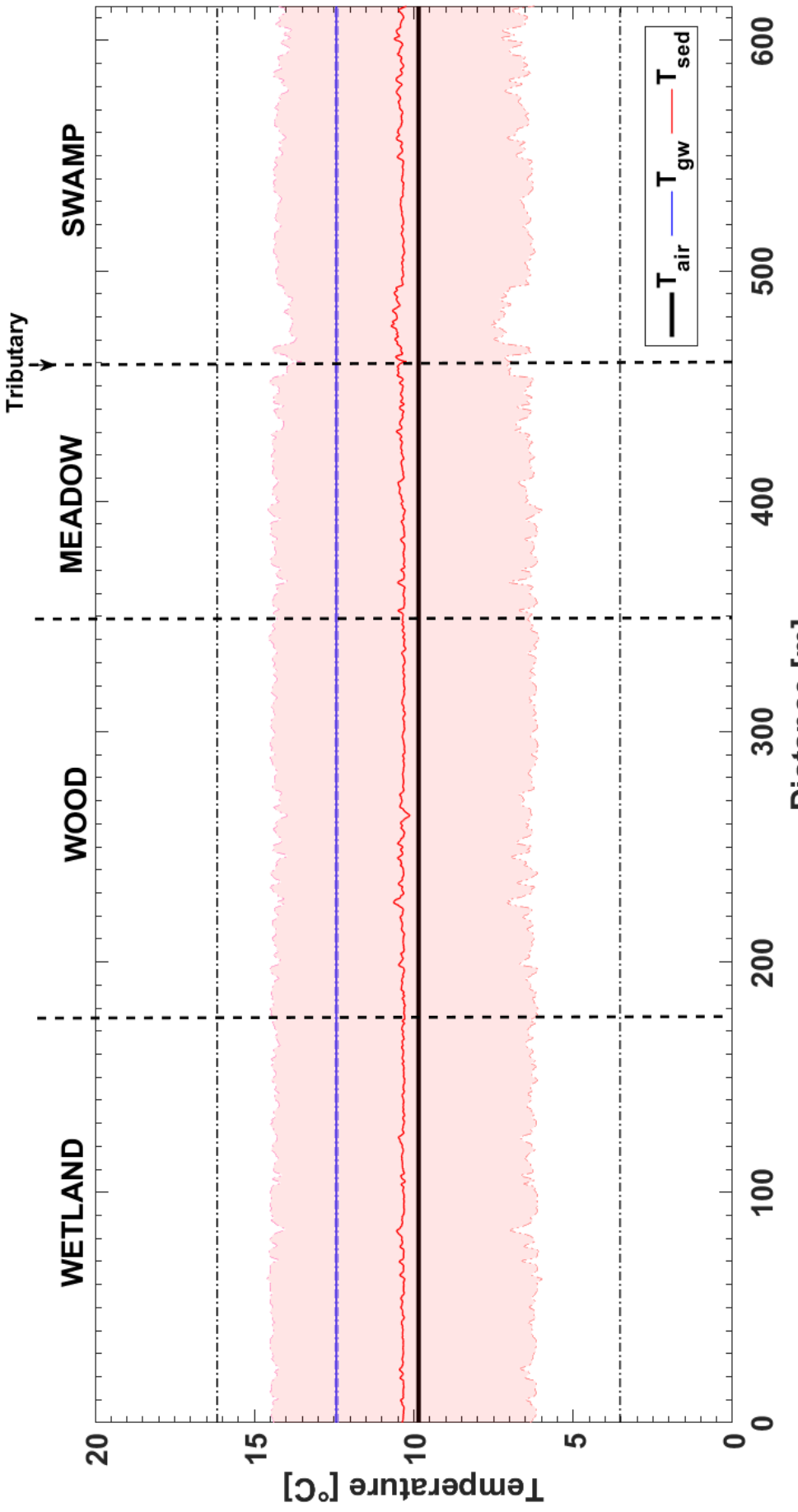


Figure 4-8. *Température annuelle moyenne dans l'atmosphère (T_{air}) dans la nappe (T_{gw}) et dans le sédiment (T_{sed}). Les courbes noires pointillées horizontales donnent l'écart-type de l'air tandis que l'enveloppe rosée donne celui du sédiment. Les écart-types dans la nappe se confondent avec sa température moyenne. Les droites verticales délimitent les sous-biefs (Zone humide, bois, prairie et marais). A noter que les températures de l'air et de la nappe ont été prise en un seul endroit du site, d'où leur uniformité avec la distance.*

La Figure 4-9 présente les flux verticaux calculés en utilisant le code de calcul VFLUX2 (Gordon et al., 2012) le long des trois cannes UIT. Contrairement aux résultats intégrés à la section 4.4 les vitesses verticales ont été calculées entre chaque paire de capteurs voisins (profondeurs : 0cm, -10cm, -20cm, -35cm, -55cm, -85cm et -115cm). Pour rappel, les résultats présentés dans l'article sont tirés de la paire [0cm, -10cm]. Seuls ceux-ci ont été choisis par souci de comparaison avec les calculs menés sur les données FO-DTS (calculés entre 0cm et -3cm). Les vitesses exposées dans la Figure 4-9 sont toutes du même ordre de grandeur (10^{-5} m.s^{-1}) et sont donc globalement très inférieures aux vitesses obtenues à partir des mesures de température par FO-DTS sur les points d'exfiltrations (10^{-4} m.s^{-1}). Similairement, l'examen du flux global dans les sédiments, calculé entre -115cm et 0cm (courbe noir), confirme que les trois cannes sont bien placées sur des points sans exfiltrations de nappe, voire sur des points d'infiltration des eaux de surface (valeurs négatives). Les flux le long des trois cannes évoluent aussi globalement de la même façon dans le temps : les infiltrations sont moins importantes en fin de basses eaux (Octobre 2016), puis s'intensifient légèrement entre Novembre 2016 et Février 2017 avant de revenir à des vitesses quasi-nulles jusqu'en Juin 2017. Cette intensification ponctuelle des infiltrations est encore une fois synchrone des premières crues qui sont susceptibles de déclencher l'inversion des flux évoquée précédemment. Malgré cette apparente homogénéité de comportement entre les cannes, quelques disparités existent cependant le long du bief. De façon générale, on observe des flux descendants plus marqués à l'amont, dans le sous-bief de la zone humide (Fig. 4-9a) et le sous-bief suivant (Fig. 4-9b), qu'à l'aval dans le sous-bief du marais (Fig. 4-9c). Les résultats obtenus dans ce dernier montrent même des flux très légèrement ascendants (exfiltration) en Octobre 2016 et entre Mars et Mai 2017, au plus fort des hautes eaux. A la même échelle mensuelle, l'intensification des infiltrations en Novembre 2016 est également plus flagrante dans le sous-bief de la zone humide (Fig. 4-9a) que dans les autres, confirmant encore la plus grande sensibilité de ce sous-bief perché aux variations de gradient hydraulique. Cette légère hétérogénéité entre les mesures des profils de température localisées en amont et à aval fait écho à la cartographie des exfiltrations (section 4.2) faisant état de davantage d'exfiltrations à l'aval.

Outre ces différences longitudinales entre sous-biefs témoignant de fortes hétérogénéités spatiales, on peut aussi observer une variabilité des flux selon les profondeurs concernées. Si les flux sur toute l'épaisseur des sédiments (0-115cm) oscillent entre -10^{-5} et 10^{-6} m.s^{-1}, les flux entre les capteurs voisins peuvent être très variables. Ainsi, les flux entre [0cm, -10cm] (en bleu) et [-20cm, -30cm] (en rouge) montrent des valeurs semblables au flux moyen, mais la zone entre -20cm et - 35cm enregistre des flux compris entre -10^{-4} m.s^{-1} (non affiché pour tenir dans le cadre) et 1.6 10^{-5} m.s^{-1}. Inversement, les points les plus profonds (de -35cm à -115cm) enregistrent tous des flux à la fois faibles et très stables dans le temps, voire continus. Cette dichotomie entre sédiments de surface (0cm à -35cm) et plus profonds (-35cm à 115cm) est confirmée lors des échantillonnages : les sédiments superficiels se sont révélés plus grossiers et meubles (mélange de sable, de silts et de matière organique) que les sédiments profonds, plus proches de limons fins et d'argiles. De fait, les calculs de vitesse effectués si profond doivent être relativisés puisqu'ils sont en partie basé sur les propriétés thermiques des sédiments superficiels, seuls facilement accessibles lors de l'échantillonnage (voir Méthodes). Toutefois, il demeure très probable que la majorité des flux concerne les quarante premiers centimètres de la zone hyporhéique. Si la même hypothèse devait être appliquée sur tout le bief – et la Figure 4-9 semble indiquer une certaine homogénéité longitudinale – alors on peut supposer que les exfiltrations repérés dans le thalweg sont effectivement dues à la nappe superficielle de versant, et non à des circulations régionales plus profondes.

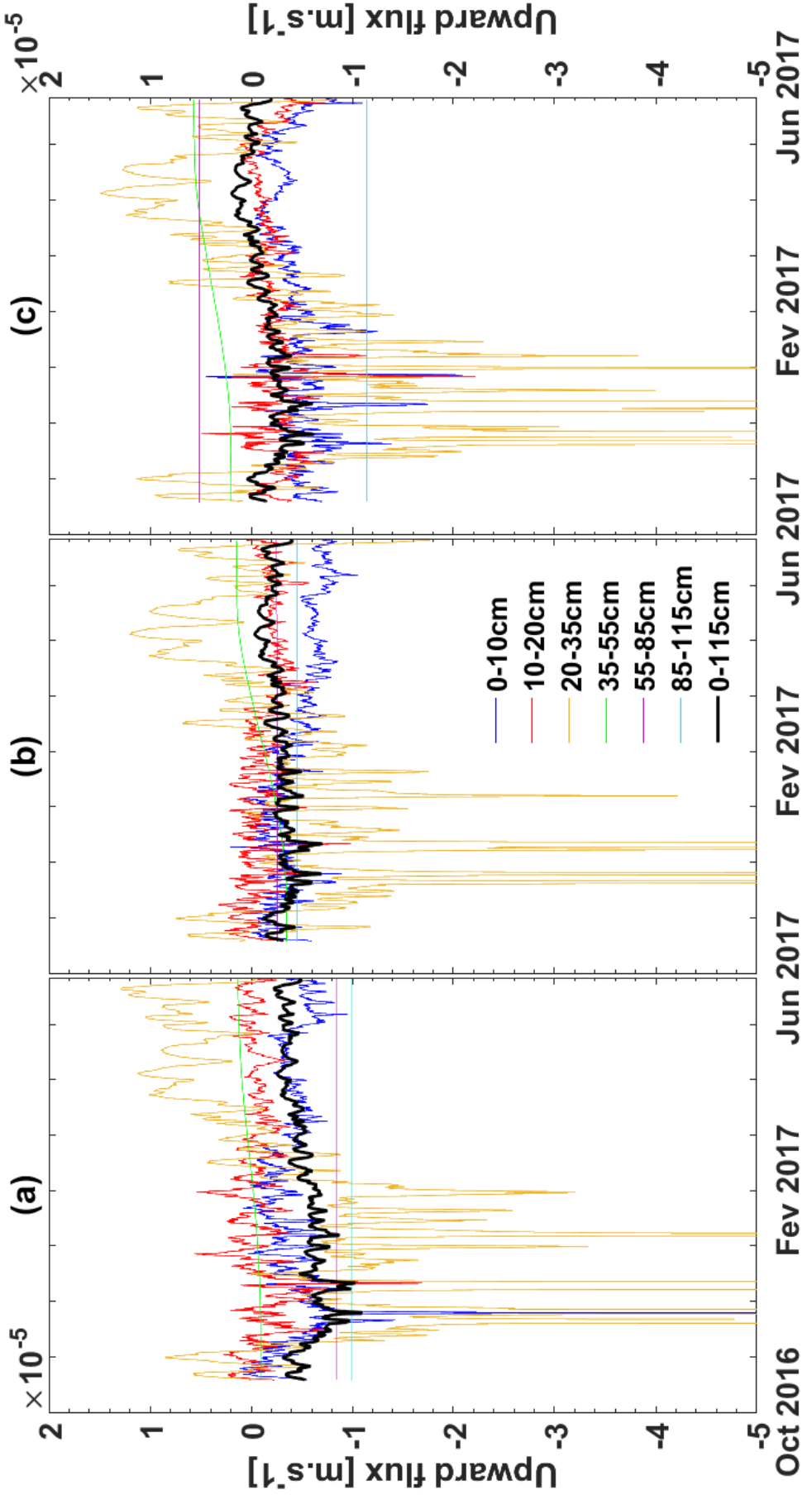


Figure 4-9. *Flux verticaux dans la zone hyporhéique calculée à partir de deux points de mesures situés entre 0 et 115cm. Les flux ont été calculés entre capteurs voisins (profondeurs renseignées) puis entre les capteurs les plus éloignés (noir). (a) Dans le sous-bief de la zone humide (b) Entre la zone humide et le bois. (c) Dans le sous-bief du marais, à l'aval du bief instrumentée par FO-DTS*

Caractérisation des exfiltrations diffuses par la méthode O'Driscoll et DeWalle (2006)

Localisation des exfiltrations le long du bief

D'autres méthodes de caractérisation des apports de nappe se basant sur les différences avec la température de l'air existent et ont été testées. Celle d'O'Driscoll and DeWalle (2006) a été utilisée pour analyser les différentes sections du cours d'eau (zone humide, bois, prairie et marais) et comparer les résultats aux résultats des sections précédentes. La figure 4-10 offre un rappel de la cartographie des exfiltrations effectuée dans la section 4.2. Par souci de clarté, les zones neutres, considérées comme normales (N) car influencées seulement par l'atmosphère, ont été renommées T_{sedN} tandis que les points présentant une anomalie (A) thermique liée à la nappe ont été renommé T_{sedA}.

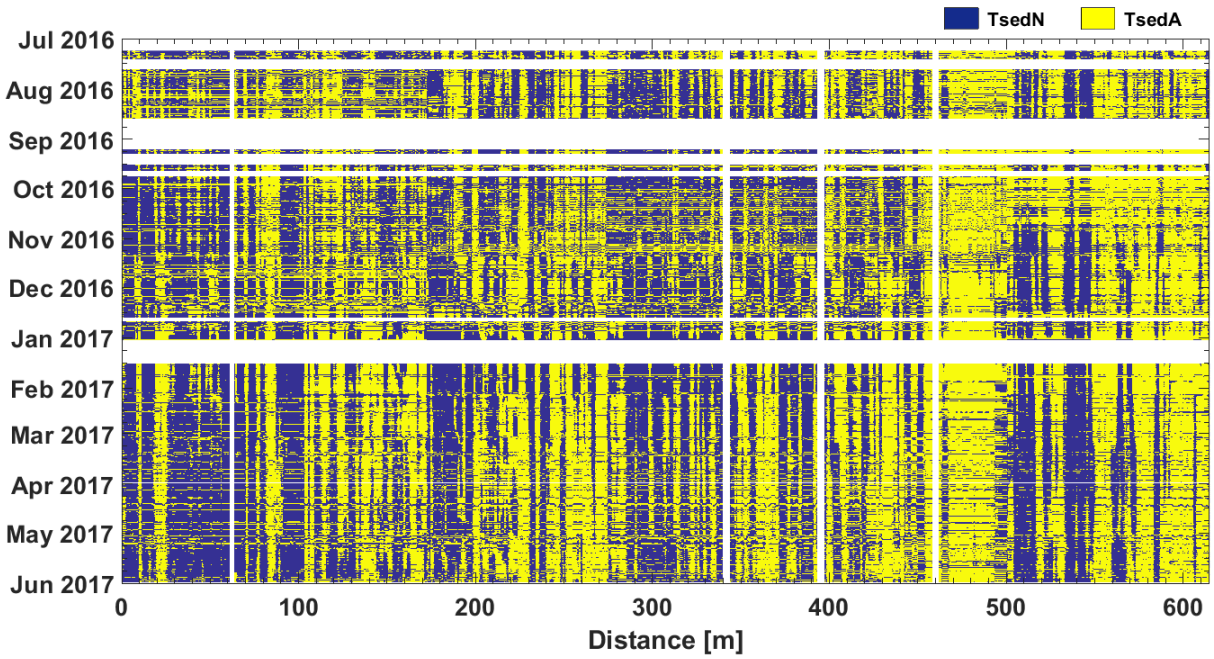


Figure 4-10. *cartographie spatio-temporelle des points neutres T_{sedN} et des points d'exfiltrations de nappe T_{sedA} (section 4-2).*

La figure 4-11 donne un exemple de tracé selon cette méthode. Chaque semaine (pas de temps typique de la méthode), la relation entre T_{air} et T_{sed} a pu être décrite en chaque point de la fibre. Ici, seuls deux points types du site ont été utilisés pour l'exemple : un point « neutre » identifié précédemment comme principalement influencé par l'atmosphère (5m), et un point d'exfiltration de nappe (476m) identifié comme tel dans la section 4.2. Le point présentant une arrivé d'eau souterraine potentielle (rouge) a une pente plus douce (a = 0,61) et une ordonnée à l'origine plus grande (b = 4,95°C) que le point influencé par l'atmosphère (a = 0,77 et b = 2,75). Cette pente et cette ordonnée différentes pour le point d'exfiltration sont en accord avec la théorie : la plus faible variabilité temporelle en ce point, due à la nappe, explique la pente plus proche de la droite y=x. La température moyenne de la nappe (12,43°C), supérieure à celle de l'air (9.85°C), explique que l'ordonnée soit également plus élevée : la température en zone d'exfiltration tend davantage vers T_{gw} que vers T_{air}.

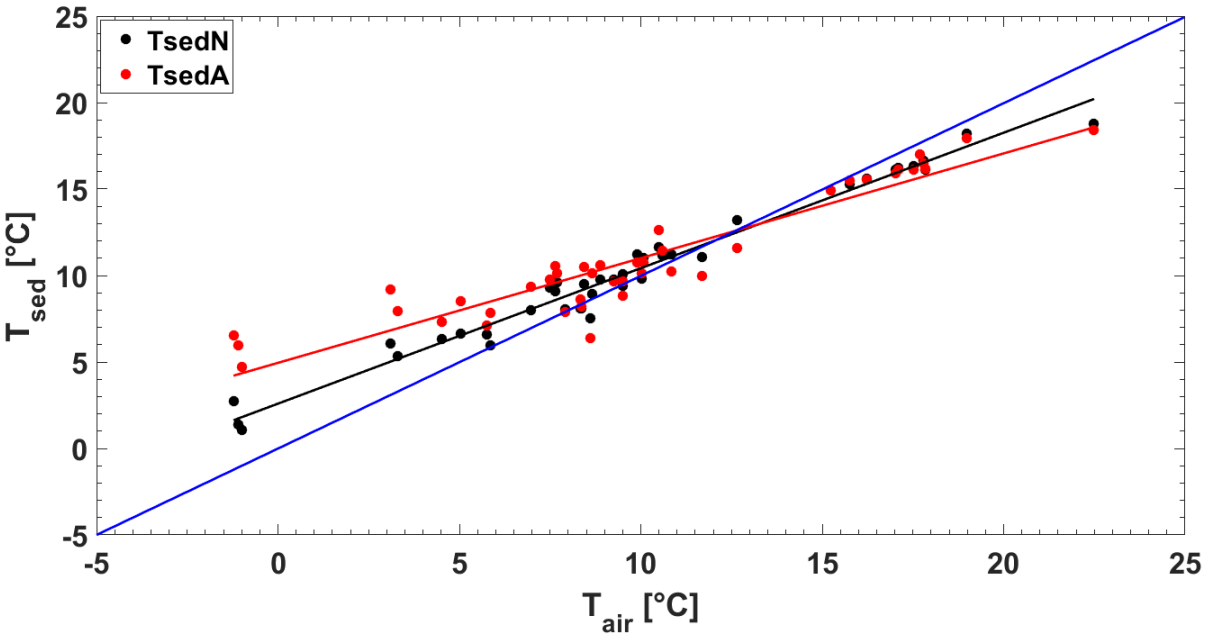


Figure 4-11. *Températures moyennes hebdomadaires en deux points dans le sédiment en fonction des températures moyennes hebdomadaires de l'air sur toute la période de mesure (11 mois). Le point illustré en noir, situé à une distance de 5m à partir de l'amont du bief, est influencé par l'atmosphère. Le point illustré en rouge, situé à une distance de 476m à partir de l'amont du bief est influencé par la nappe.*

La Figure 4-12 représente la pente et l'ordonnée à l'origine (telles que présentées dans la Figure 4-11) en chaque point du cours d'eau. Les points présentant une zone d'exfiltration – selon la méthode exposée en section 4.2 – durant plus de la moitié de l'année sont représentés en rose. Sachant que les zones ayant la plus forte ordonnée et la pente la plus faible sont considérées comme plus fortement impactées par la nappe, les résultats entre cette méthode et celle présentée, dans la section 4.2., sont très similaires. Ceci confirme que la méthode de cartographie des exfiltrations diffuses développée dans cette thèse est efficace malgré les limites évoquées et discutées plus haut.

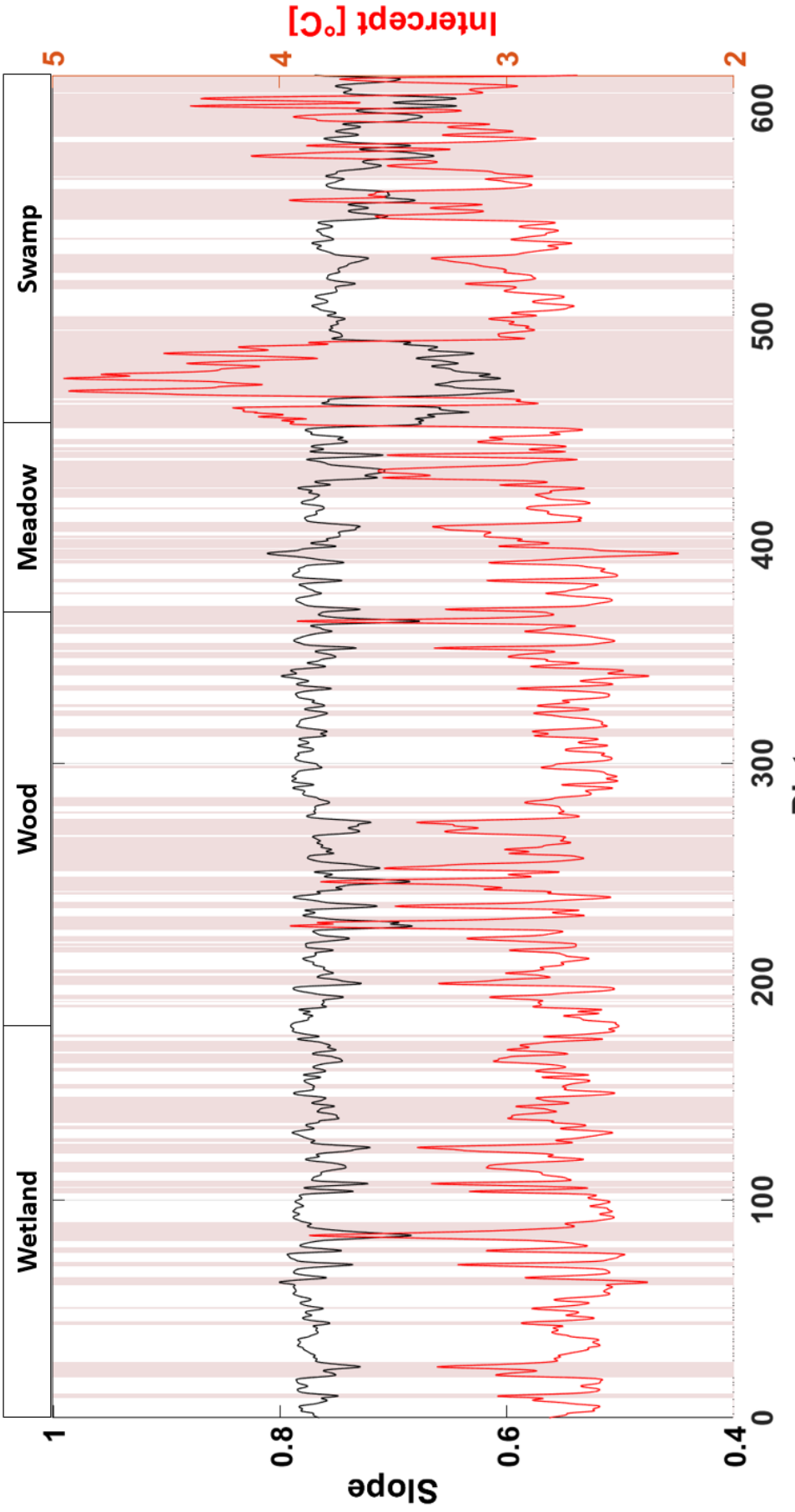


Figure 4-12. *Pente (courbe noire) et ordonnée à l'origine (courbe rouge) de la relation T_{air} et T_{sed} en chaque point. Les zones roses sont les sections du cours d'eau présentant une exfiltration de nappe (Fig. 4-10) plus de la moitié de l'année.*

Importance relative de la nappe

Les résultats de quantification selon O'Driscoll et DeWalle sont présentés dans la Figure 4-13. Une discrimination est faite entre zones décrites comme influencées par l'atmosphère seul en bleu (Fig. 4-13a et 4-13b), et les zones influencées par la nappe en rouge (Fig. 4-13b et 4-13d). Une deuxième discrimination est faite entre les résultats pour le cours d'eau entier (Fig. 4-13c et 4-13d) et résultats pour le seul bief à l'amont de la confluence (Fig. 4-13a et 4-13b). Cette dernière a été faite pour comparaison avec les précédentes quantifications qui portaient sur cette section précise. Pour rappel, l'échelle de pourcentage présentée dans ces figures est en fait une comparaison à un point du cours d'eau qui a été supposé comme sans aucune influence de la nappe. C'est la relation pente-ordonnée en ce point qui définit le 0% de participation, au débit de la rivière, de nappe de référence. De fait, les autres participations exposées sont donc des extrapolations reposant sur cette hypothèse.

Les points préalablement décrits comme des exfiltrations de nappe présentent logiquement des pourcentages de participation de nappe bien plus élevés que les autres. Si tout le cours d'eau est considéré (Fig. 4-13c et 4-13d), on observe des pourcentages de participation allant de 0 à 23% du débit total contre 0 à 7% pour les zones influencées par l'atmosphère. Si seul le bief avant la confluence (zone humide + bois + prairie) est pris en compte (Fig. 4-13a et 4-13b), les participations sont globalement plus faibles : 0 à 13% contre 0 à 5% du débit total. Cette différence entre le bief amont et le marais à l'aval est en accord avec les mesures de vitesses verticales menées sur le site (section 4.2) qui montraient des vitesses plus importantes dans le marais. De même, la zone humide est probablement le siège d'infiltrations hyporhéiques en basses eaux (cours d'eau perché), ce qui expliquerait les plus faibles valeurs de la Fig. 4-13a.

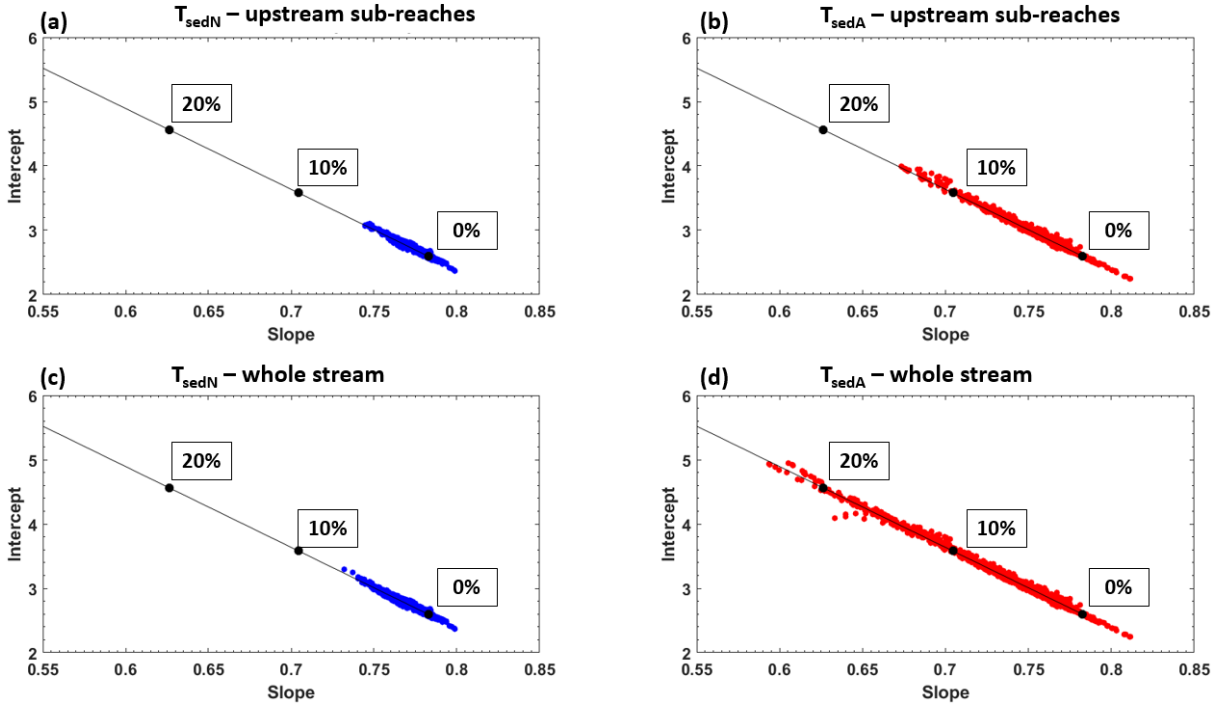


Figure 4-13. *Ordonnée à l'origine en fonction de la pente. Les valeurs théoriques de participation de la nappe sont représentées en noir. (a) Relation ordonnée-pente pour chaque point T_{sedN} à l'amont de la confluence. (b) Relation ordonnée-pente pour chaque point T_{sedA} à l'amont de la confluence. (c) Relation ordonnée-pente pour chaque point T_{sedN} du cours d'eau. (d) Relation ordonnée-pente pour chaque point T_{sedA} du cours d'eau.*

Il convient néanmoins de nuancer les résultats de la méthode d'O'Driscoll présentés ici. Ainsi, la participation moyenne de la nappe à l'année a été estimée à 2.3% pour le bief amont (zone humide + bois + prairie). Le même calcul réalisé sur la base des différences de débit (Q_{diff}/Q_{down}) (voir section 4.4) donne une participation moyenne de la nappe de 23% (écart-type = 24%). Cet écart très important entre les estimations de nappe est sans doute dû au caractère diffus et disparates des exfiltrations. Celles-ci étant particulièrement faibles, la température du cours d'eau se rééquilibre rapidement avec l'atmosphère. Cela a pour effet d'atténuer la signature thermique de la nappe dans le cours d'eau. Or, la méthode d'O'Driscoll, à l'instar des méthodes basées sur la conservation de la masse (Selker et al., 2006a), suppose des arrivées assez importantes pour modifier durablement la température de la rivière (méthode initialement développée en système karstique). Si celle-ci n'est pas durablement modifiée par les exfiltrations de nappe diffuses, la quantification devient inefficace. Nos mesures étant situées dans le sédiment – avant tout vrai mélange et donc dissipation du signal de la nappe – la méthodologie développée par O'Driscoll et DeWalle surestime la participation effective de la nappe. Malgré cette limite fondamentale qui invite à être prudent sur l'interprétation de cette quantification, la méthode présente l'intérêt d'être simple à utiliser sur des temps longs et peut renseigner sur des tendances générales. Elle pourrait par exemple venir en appui des méthodes déjà exposées dans le section 4.2. En effet, la méthode permet de hiérarchiser les points en fonction de l'importance de l'exfiltration. La Figure 4-14 illustre ce que cela pourrait donner sur des sous-biefs prédéfinis : les sous-biefs amont (Fig. 4-14a, 4-14b et 4-14c) peuvent ainsi être jugés comme moins influencés par la nappe que le marais (Fig. 4-14d). Une telle étude préliminaire sur des données long-terme pourrait par exemple permettre de déterminer l'emplacement adéquat pour des mesures de vitesses verticales sur le long-terme.

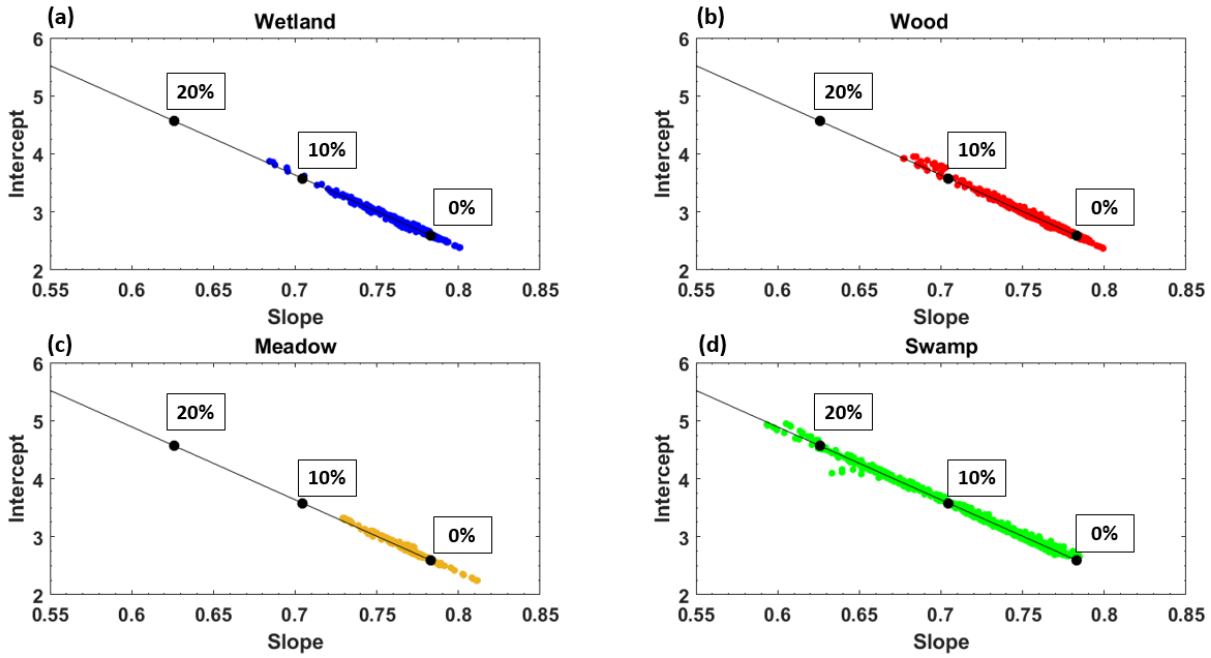


Figure 4-14. *Relation pente-ordonnée à l'origine pour chaque point de chaque sous-bief du site. (a) Sous-bief de la zone humide (b) Sous-bief du bois. (c) Sous-bief de la prairie. (d) Sous-bief du marais. Les ratios théoriques de participation de la nappe sont représentées en noir.*

4.4.3. Analyse par compartiment hydrologique

Grâce à sa résolution spatiale et temporelle, le FO-DTS permet d'obtenir un grand nombre de mesures qui peuvent ensuite être utilisées pour des analyses statistiques. Les mesures directes (compteur d'exfiltrations ou échantillonnage géochimique) ayant manqué, la moyenne des anomalies T_{sedA} sur le cours d'eau et la moyenne des points neutres T_{sedN} ont été comparées aux autres compartiments hydrologiques (air, nappe et cours d'eau) pour confirmer leur nature et suivre leur évolution dans le temps.

La Figure 4-15 compare les différents compartiments en hautes eaux (Novembre 2016 à Mai 2017) et en basses eaux (Juillet 2016 à Octobre 2016). En hautes eaux, les températures moyennes de tous les compartiments – à l'exception de la nappe souterraine T_{gw} – sont très proches. Sur la seule base de cette température moyenne, T_{sedA}, T_{sedN} et T_{sw} sont difficilement distinguables les unes des autres. Seul le plus faible écart-type de T_{sedA} va dans le sens d'une influence de la nappe. On peut ainsi voir que $T_{sedN\ est}$ relativement variable comparé à T_{sedA} et T_{hw} dans la zone hyporhéique. Dans ce cadre, T_{sw} se situe entre T_{sedA} et T_{sedN} : étant en hautes eaux, on peut supposer que c'est la marque d'une influence de l'atmosphère et de la nappe sur la température globale du cours d'eau. Inversement, en basses eaux, T_{sw} est en moyenne plus élevée et plus variable que les mesures FO-DTS. D'ailleurs ces dernières ne se distinguent l'une de l'autre que par un écart-type légèrement inférieur pour T_{sedA}. Cette apparente similarité peut s'expliquer par une influence nettement moins marquée de la nappe sur les points T_{sedA}. Au passage, il est intéressant de constater qu'une analyse intégrée sur des temps si longs (de l'ordre du semestre) gomme beaucoup de différences entre les compartiments et vient même en contradiction avec d'autres observations. Par exemple, il a été constaté sur les Fig. 4-‘4 et 4-8 que T_{sw} se trouvait la majeure partie du temps comprise entre T_{air} et T_{gw}. C'est d'ailleurs sur cette hypothèse qu'est bâtie la méthode de cartographie de la section 4.2. La Figure 4-15 montrant l'inverse, elle illustre la précaution avec laquelle des données moyennées sur des périodes aussi longues doivent être considérées. L'analyse du coefficient de variation (rapport entre moyenne et écart type) serait d'ailleurs plus pertinente.

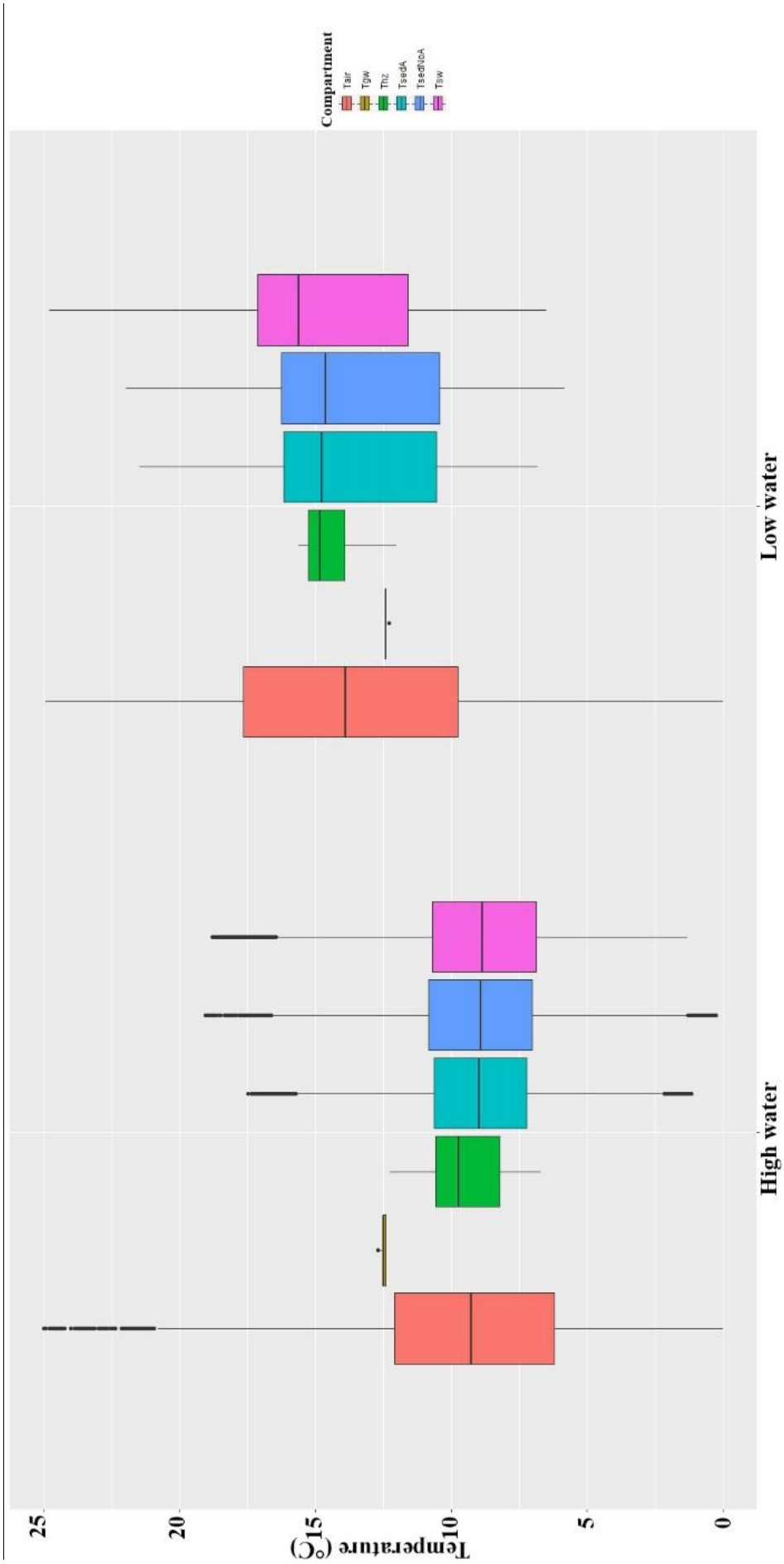


Figure 4-15. *Comparaison des signatures thermiques des compartiments hydrologiques (Atmosphère (T_{air}), Nappe (T_{gw}), zone hyporhéique (T_{hz}), sédiment superficiel influencé par la nappe (T_{sedA}), sédiment superficiel influencé par l'atmosphère (T_{sedNoA}), et rivière (T_{sw})), en hautes eaux (HW) et basses eaux (LW).*

La Figure 4-16 présente la même analyse que la Figure 4-15, mais à l'échelle saisonnière. Cette analyse sur des temps plus courts tient a priori davantage compte des variations thermiques au cours de l'année. En effet, les températures moyennes suivent globalement la logique saisonnière, avec des températures globalement basses en hiver, hautes en été et intermédiaires en automne et au printemps. Seule la température de la nappe, stable dans le temps, ne suit pas cette tendance. Des différences entre T_{sedA} et T_{sedN} sont perceptibles surtout en hiver et en été, quand les contrastes thermiques sont les plus importants. Durant ces périodes, les température moyennes ne permettent là encore pas une distinction claire, mais les points d'exfiltrations affichent des écart-type nettement inférieurs au reste du bief. Il en va de même au printemps où les débits de base enregistrés sont les plus importants (fortes exfiltrations). De plus, une différence de comportement entre T_{sw} et T_{sedN} – censées être très proches (Fig. 4-7) – est visible sur la plupart des saisons. Un léger décalage peut ainsi être observé en hiver et en été. En été toujours, T_{sedN} montre un écart-type très faible comparé à T_{sw}, ce qui pourrait être interprété comme des exfiltrations. Pourtant, d'autres explications sont avancées. La première, c'est que la saison estivale n'est en fait représentée que par quelques fragments de mesures en Juillet et Août 2016 car le dispositif a essuyé plusieurs arrêts de mesure (casse, coupure d'électricité). Les données sont donc tronquées dans le temps et la Figure 4-14 rappelle l'importance de prendre en considération ce facteur. Ensuite, ces deux mois correspondent globalement à l'étiage (quelques centimètres d'eau constatés lors de l'installation du câble). Par conséquent, l'eau du cours d'eau est très sensible à l'atmosphère en cette période. La faible variabilité des données T_{sedN} est sans doute à mettre au compte de l'effet tampon du sédiment qui limite l'impact des rayonnements et de l'atmosphère (Johnson and Wilby, 2013; Neilson et al., 2010). Cela soulève la question de la représentativité relative des mesures prises dans le sédiment. La caractérisation par O'Driscoll et DeWalle (voir section précédente) a déjà montré que des mesures enterrées étaient certes capables de repérer des exfiltrations faibles, mais que cela prévenait toute méthode qui présuppose un mélange véritable entre nappe et rivière. Outre la faiblesse supposée des exfiltrations sur le site, c'est cette absence de mélange réel entre exfiltrations et eau de surface qui empêche tout quantification par bilan de masse et d'énergie (Selker et al., 2006a). De même, si la cartographie des exfiltrations de la section 4.2 avait reposé sur une comparaison avec T_{sw} seule ou tout autre point de mesure dans le tirant d'eau, les résultats auraient probablement été faussés : les données dans le sédiment, même superficielles, doivent être comparées à d'autres données dans le sédiment. C'est pourquoi notre méthode de cartographie normalise les données sur des sections de référence le long de la fibre (Section 2.2.3).

L'analyse spatiale est rendue possible par la décomposition des signaux T_{sedA} et T_{sedN} pour chaque bief. On remarque ainsi très clairement que les points T_{sedN} se comportent assez similairement d'un bief à l'autre. En revanche, l'analyse de T_{sedA} révèle des disparités le long du cours d'eau. Si tous montrent une variabilité moindre confirmant l'influence de la nappe, on observe également un gradient longitudinal : à chaque saison, les points T_{sedA} à l'aval du cours d'eau (swamp) sont systématiquement moins variables que leurs homologues à l'amont (wetland et wood). Ces résultats viennent encore confirmer ce qui avait pu être observé par cartographie (section 4-2) et par mesures de flux verticaux (section 4-4 et Fig. 4-9), à savoir que l'aval du cours d'eau est plus impacté par la nappe que l'amont.

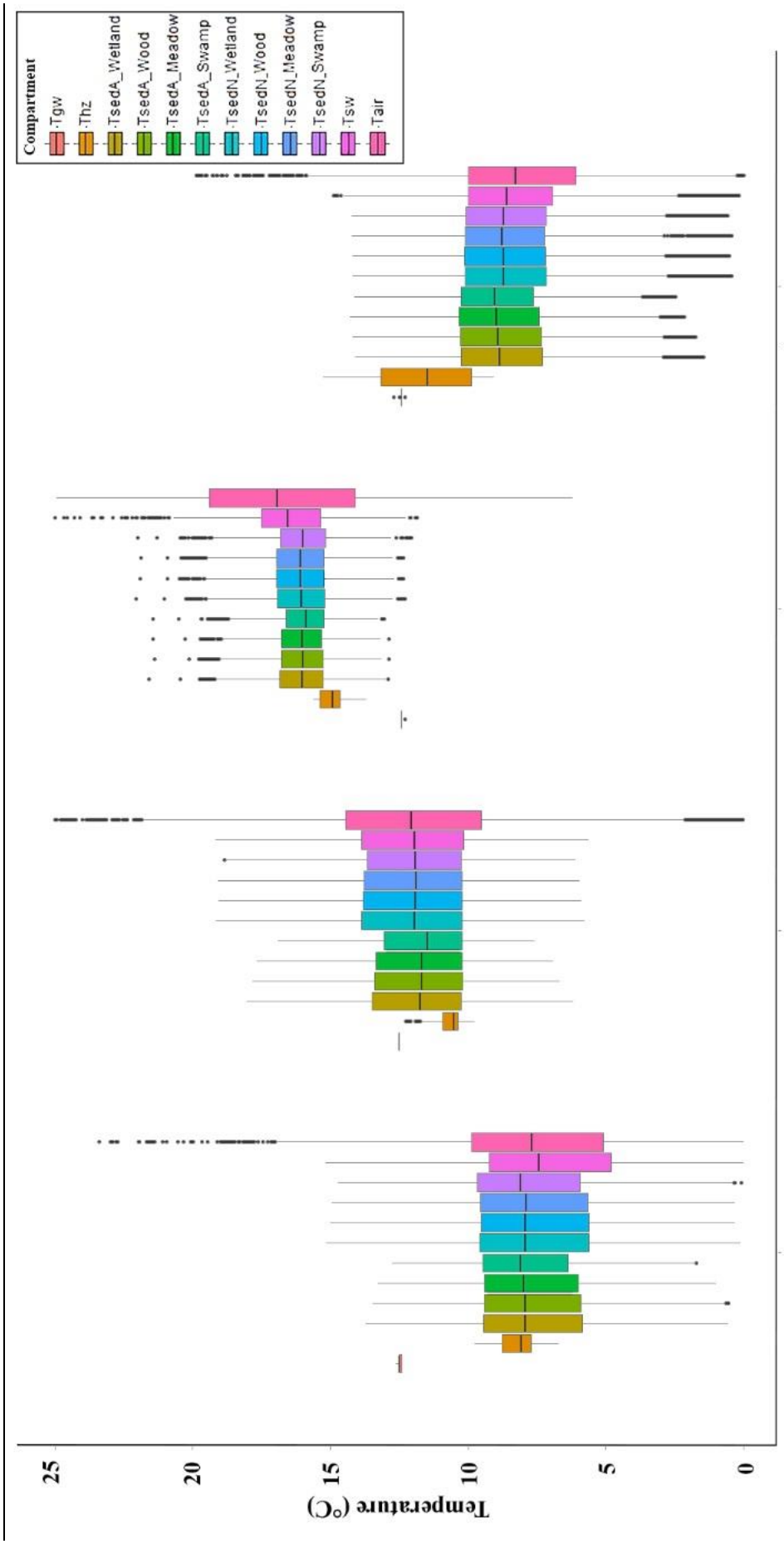


Figure 4-16. *Comparaison saisonnière (Hiver, printemps, été, automne) des compartiments hydrologiques (Atmosphère (T_{air}), Nappe (T_{gw}), zone hyporhéique (T_{hz}), sédiment superficiel influencé par la nappe (T_{sedA}), sédiment superficiel influencé par l'atmosphère (T_{sedNoA}), et rivière (T_{sw})). Les quatre sous-biefs sont différenciés également dans la légende (wetland, wood, meadow, swamp).*

La Figure 4-17 présente le contraste thermique journalier dans les différents compartiments. Les différences jour-nuit au cours de l'ensemble de l'année y sont compilées. De façon attendue, les différences jour-nuit, dans la nappe, sont nulles tandis que dans l'atmosphère, elles sont très marquées tant en terme de valeur moyenne que d'amplitude. Parallèlement, on n'observe pas de différence moyenne dans les sédiments là où il y a des anomalies T_{sedA} alors que T_{sedN} montre une légère différence jour nuit. Si les valeurs T_{sedN} sont équivalentes dans tous les sous-biefs, on observe clairement un gradient depuis l'amont (wetland) plus variable vers l'aval de plus en stable (swamp) lorsque sont prises en comptes les T_{sedA}. Les différences dans le cours d'eau sont moins marquées qu'attendues : la température moyenne est globalement identique. Comme évoqué précédemment, les températures dans le sédiments T_{sedA} et T_{sedN} ont globalement les mêmes valeurs moyennes, mais sont moins variables. Parmi ceux-là T_{sedA} apparaît nettement moins variable que T_{sedN}. Cette différence permet de conclure que les anomalies rencontrée le long de la fibre sont effectivement dues à des exfiltrations de nappe et non des recirculations hyporhéiques. Il est communément admis que la plupart des circulations hyporhéiques ont lieu dans les sédiments superficiels et qu'elles conservent plus ou moins la signature thermique du cours d'eau au moment de leur entrée dans le sédiment (Cardenas, 2015). Les recirculations ayant la même signature thermique que le cours d'eau, mais décalée dans le temps, une analyse journalière ou plus longue permet de distinguer la nappe d'une recirculation (Collier, 2008). Par conséquent, avec des mesures sub-horaires dans les premiers centimètres du sédiment comme celles menées avec la fibre optique, il est difficile de faire la distinction entre exfiltration de nappe et exfiltration hyporhéique (Norman and Cardenas, 2014). La différence flagrante entre les écarts-type de T_{sedA} et T_{sedN} n'indiquent certes pas que toutes les anomalies sont le fait d'exfiltrations, mais qu'au moins la majorité d'entre-elles peuvent leur être imputées.

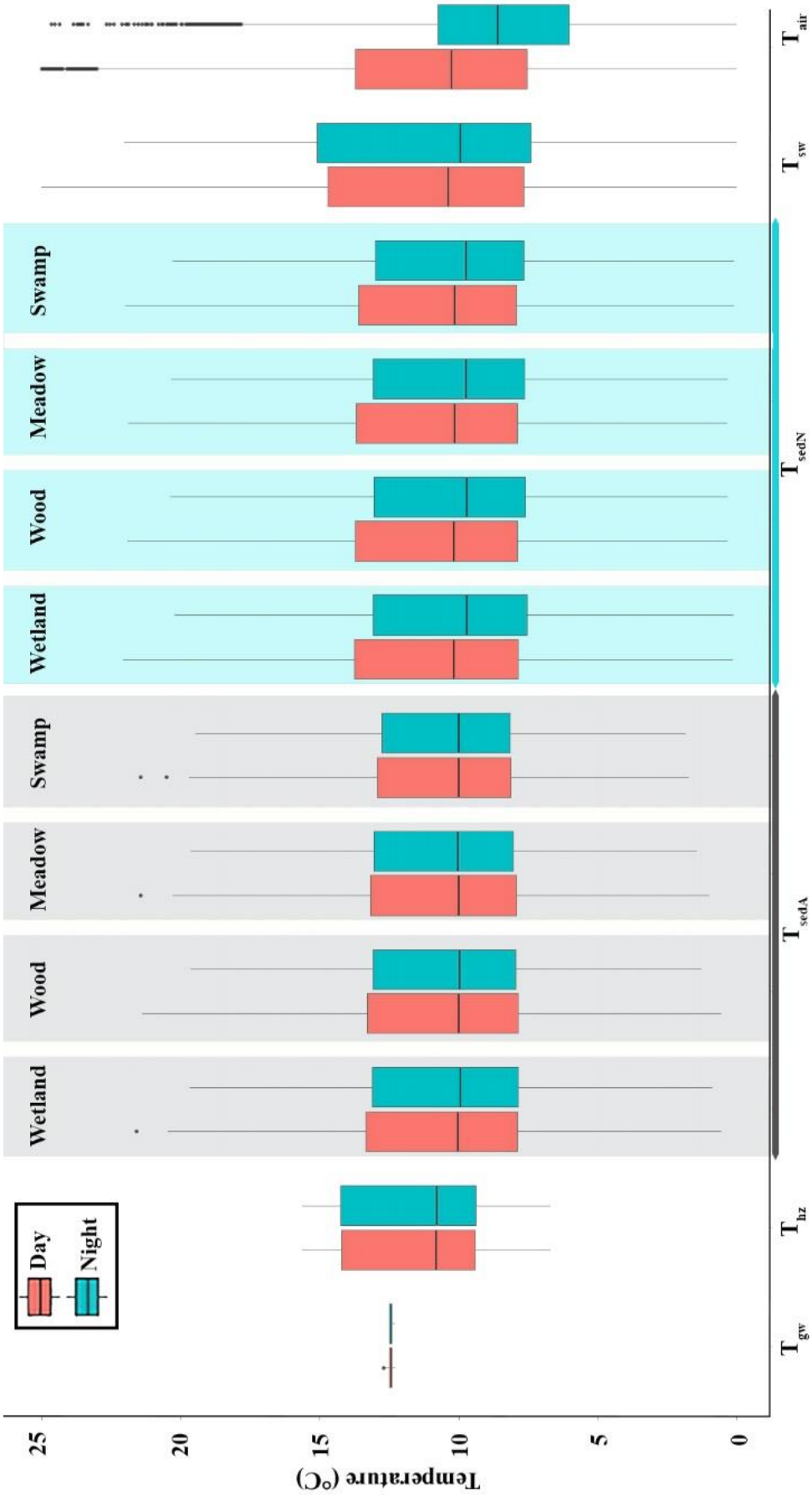


Figure 4-17. *Variations diurne et nocturne de la température dans chaque compartiment hydrologique (Atmosphère (T_{air}), Nappe (T_{gw}), zone hyporhéique (T_{hz}), sédiment superficiel influencé par la nappe (T_{sedA}), sédiment superficiel influencé par l'atmosphère (T_{sedNoA}), et rivière (T_{sw})). Les quatre sous-biefs du cours d'eau sont différenciés.*

4.5. Synthèse et perspectives

En parallèle des nouvelles méthodologies de cartographie des exfiltrations (partie I) et de leur quantification (partie II), des analyses de données complémentaires ont été menées. Une partie de ces analyses a permis de décrire plus en détail les échanges à l'échelle du versant, à l'amont du bief instrumenté. D'autres ont permis de compléter la caractérisation longitudinale des échanges qui avait été faite dans les articles précédents (en préparation). Enfin, une étude comparée des données de fibre optique avec les autres compartiments hydrologiques a permis d'éclaircir les limites des méthodes exposées au début du chapitre.

La première partie de ces résultats complémentaires s'est concentrée sur les mesures piézométriques et thermiques dans la zone humide à l'amont du bief. Le versant à cet endroit est lourdement instrumenté et permet de rendre compte de la complexité des processus hydrologiques et la spécificité des éléments de contexte. L'année hydrologique pendant laquelle a été menée la campagne de mesure est ainsi apparue comme particulièrement sèche. En outre, l'étude des chroniques piézométriques et du profil topographique met clairement en lumière que le sous-bief de la zone humide est perché la majeure partie de l'année par rapport au point bas de la zone humide. Ce résultat associé à des travaux antérieurs (Kolbe et al., 2016) a mené à l'hypothèse suivante : les rares exfiltrations constatées dans ce sous-bief sont très probablement issues de la nappe du versant opposé, beaucoup plus proche. Cette nappe s'écoule elle-même probablement vers le point bas de la zone humide et, en basses eaux, le lit perché ne fait qu'intercepter les circulations les plus superficielles (Fig. 4-18). En outre, les gains constatés sur cette période sont probablement le fruit d'exfiltrations à l'amont du site. Enfin, l'hypothèse d'une interception des flux latéraux par le lit du cours d'eau expliquerait que la plupart des exfiltrations d'importances sont localisées dans les mouilles – plus susceptibles d'intercepter le toit de la nappe. Cette hypothèse expliquerait également la sous-estimation des flux en hautes eaux : la majorité des exfiltrations se dérouleraient bien le long des berges. Dans l'optique de futurs suivis sur site, l'installation de piézomètres sur le versant de la rive droite et le déploiement de câbles de fibre optique dans les berges seraient souhaitables pour vérifier ces hypothèses. Les nombreuses mesures de température du site couplées à des mesures dans le sédiment pourraient permettre une étude du déphasage thermique et ainsi déduire le sens des écoulements à l'échelle du versant.

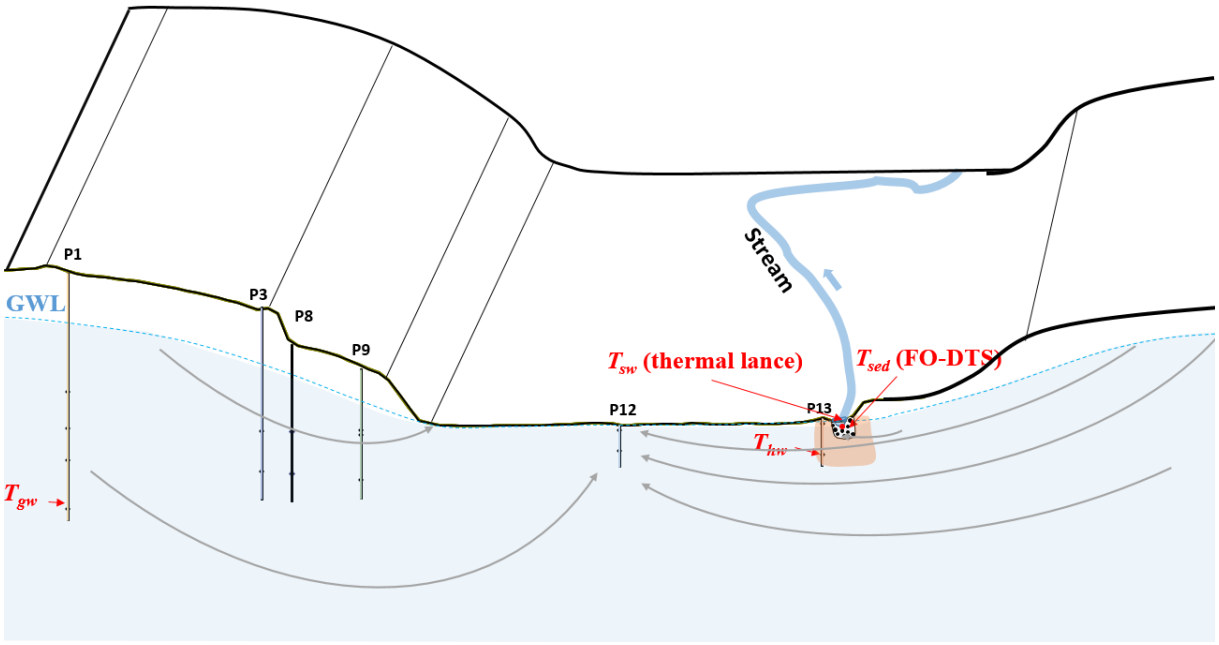


Figure 4-17. *Schéma transversale de la zone humide et de son fonctionnement supposé sur la base des résultats. A noter que la topographie du versant droit est grossièrement approximée.*

En complément à cette étude locale des échanges nappe rivière à proximité de la zone humide, l'analyse des températures dans le sédiment a permis de mieux caractériser le fonctionnement longitudinal de la zone hyporhéique. L'examen des profils complets de vitesse le long des cannes thermométriques UIT confirme ainsi le gradient longitudinal révélé par la cartographie des exfiltrations. Si toutes les cannes révèlent des flux globalement faibles, l'amont se montre plus souvent sujet à des infiltrations que l'aval (sous-bief du marais) caractérisé plutôt par des exfiltrations. L'évolution temporelle des profils de température confirme également une inversion des flux en début de basses eaux à laquelle l'amont se révèle encore une fois plus sensible en raison du sous-bief recalibré et perché. Ces profils révèlent également que les flux sont surtout concentrés dans les quarante premiers centimètres supérieurs de la zone hyporhéique. Une analyse pédologique plus précise et une meilleure utilisation du programme VFLUX2 permettraient d'affiner les calculs des vitesses verticales, notamment en profondeur et ainsi déterminer s'il y a bien une stratification des flux entre superficiel et profond (Fig. 4-9).

La caractérisation des échanges par la méthode d'O'Driscoll et DeWalle s'est avérée capable de localiser des exfiltrations aux mêmes points que la méthode proposée dans cette thèse. Néanmoins, la méthode s'est avéré incapable de quantifier ces exfiltrations car elle requiert un vrai mélange entre les eaux de surface et de nappe. Mélange que l'enfouissement du câble dans le sédiment ne permet pas. Si la méthode est relativement peu utile en cas de mesures ponctuelles, elle permet de hiérarchiser les points d'un bief selon l'influence de la nappe pour des suivis long-terme. Dans ce cadre, l'établissement d'une mesure de référence dans une section contrôlée et isolée de la nappe permettrait d'affiner cette hiérarchisation. Notons qu'une telle mesure de référence pourrait également affiner la cartographie des exfiltrations (section 4.2) puisque les deux méthodes reposent sur une analyse du contraste entre sédiment et atmosphère.

La dernière partie, de cette analyse complémentaire, a été consacrée à la comparaison entre compartiments hydrologiques et données FO-DTS sur différentes périodes de temps. De manière générale, quelle que soit la période considérée, les données FO-DTS collectées sur les exfiltrations sont toujours moins variables dans le temps que celles prises au-dessus de points

neutres. Cette différence dans les amplitudes moyennes constatées permet d'affirmer que la majeure partie des anomalies repérées le long de la fibre est bien due à des exfiltrations de nappe, et non à des recirculations hyporhéiques comme cela avait pu être supposé dans la section 4.2.

Pour conclure, les analyses complémentaires, menées en intégrant les processus hydrologiques pour mieux caractériser les échanges nappe-rivière confortent les résultats obtenus en utilisant les nouvelles méthodes développées dans les sections précédentes. Toutes ont mis au jour un gradient longitudinal d'exfiltrations de nappe depuis l'amont globalement peu influencé par la nappe jusqu'à l'aval très influencé. Les hypothèses formulées pour expliquer les sous-estimations de débit en hautes eaux et les inversions de flux se sont trouvées, sinon confirmées définitivement, du moins appuyées par un faisceau d'arguments. De nouvelles mesures comblant les défauts méthodologiques soulevés précédemment (meilleure couverture spatiale, calcul automatique des vitesses) et ceux soulignés dans cette section (instrumentation de la berge opposée, points de référence, prise en compte de l'hétérogénéité verticale des sédiments) permettraient de mieux évaluer toutes les potentialités offertes par ces nouvelles méthodes. De plus, une comparaison à des mesures plus directes de ces exfiltrations ponctuelles – telles que des compteurs d'exfiltrations ou des prélèvements géochimiques – serait souhaitable afin de s'assurer de l'exactitude des estimations.

Conclusion générale

Les exfiltrations des eaux souterraines en rivière assurent généralement au cours d'eau son débit de base (Freeze, 1974; Winter, 1998). Elles fournissent un refuge à certaines espèces, stabilisent la signature chimique et thermique des cours d'eau ; elles peuvent être le point d'entrée ou de dégradation de certains polluants (Dugdale et al., 2015; Ebersole et al., 2003b; Kroeze et al., 2016; Van der Bruggen and Vandecasteele, 2003). Les localiser et les quantifier efficacement constituent des enjeux importants en hydrologie, que ce soit pour la gestion des ressources en eau, la modélisation des flux d'eau et d'énergie ou l'écologie aquatique. Une des techniques les plus efficaces pour caractériser les arrivées d'eaux souterraines en rivière, consiste à utiliser la température comme traceur (Anderson, 2005; Constantz, 2008; Stonestrom and Constantz, 2003; Suárez et al., 2011; Wildemeersch et al., 2014). Le récent développement des mesures distribuées de température par fibre optique permet de disposer d'une haute résolution spatiale et temporelle. Cette résolution fine a permis de mieux appréhender l'hétérogénéité spatiale des interactions entre nappe et rivière à l'échelle du kilomètre. La multiplication des études sur le sujet a mis en évidence la grande hétérogénéité spatiale des échanges (Hare et al., 2015; Krause and Blume, 2013; Mamer and Lowry, 2013; Selker et al., 2006d; Tyler et al., 2009) et a même permis le développement de méthodes de quantification efficaces (Briggs et al., 2012b; Selker et al., 2006b). Cette thèse s'inscrit dans ce contexte en cherchant à mieux définir les potentialités et limites de l'utilisation de la température comme traceur. Les travaux qui y sont présentés ont été menés avec la volonté de développer des méthodes opérationnelles qui puissent apporter des éléments de compréhension des processus et des outils pour cartographier les exfiltrations de nappe en milieu naturel. Ainsi, les simulations numériques utilisées sont basées sur des expérimentations en milieu contrôlé tandis que les nouvelles méthodes proposées ont été testées en conditions naturelles.

Rôle du régime d'écoulement

Concernant l'effet du régime d'écoulement et du tirant d'eau sur l'estimation des flux, les résultats obtenus ont permis d'affiner les limites généralement admises de la méthode usuelle de quantification des exfiltrations de nappe par fibre optique. Plus exactement, il s'est agi de mieux comprendre comment le régime d'écoulement, le contraste thermique entre les eaux souterraines et les eaux de surface ainsi que le tirant d'eau influaient sur la quantification des flux de nappe. Cette première phase de la thèse s'est appuyée sur des mesures en milieu contrôlé – canal hydraulique – et des simulations numériques afin de tester l'effet de ces nombreux paramètres. Les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence le rôle du régime d'écoulement sur l'amplitude des anomalies thermiques. La comparaison de nos travaux à ceux obtenus par Lauer et al. (2013) sur la base des travaux de Selker et al. (2006b), permet d'obtenir des résultats comparables seulement en régime turbulent. L'hypothèse de mélange parfait des eaux permet d'appliquer la théorie de la conservation de masse et d'énergie, valable uniquement dans ce type d'écoulement.

Pour un écoulement laminaire, à débit d'injection équivalent, l'amplitude de l'anomalie thermique est plus faible que celle observée et simulées en régime turbulent. Deux hypothèses ont été formulées pour expliquer cette différence d'intensité du signal. La première l'attribue à une remontée partielle de l'eau injectée vers l'aval, évoquant une dispersion du signal et laissant moins d'énergie au niveau de la mesure. La deuxième hypothèse, privilégiée, attribue cette différence en laminaire à une dissipation de la chaleur lors de l'injection quand le tirant d'eau est anormalement élevé. En effet, les expériences et simulations ont été menées avec un tirant d'eau minimum de 20cm, imposé à l'aval par un déversoir. Sans ce dernier, le tirant d'eau dans le canal en écoulement laminaire ne devrait pas dépasser quelques centimètres contre une

dizaine ou plus en écoulement turbulent. Il s'agit en quelque sorte d'un apport artificiel de volume (tirant à 20cm au lieu d'1 ou 2cm) pour une quantité fixe d'énergie, d'où une amplitude d'anomalie plus faible en régime laminaire. La transposition de ce résultat à de très petits cours d'eau suggère une sous-estimation des flux souterrains pour de très faibles débits de surface associés à des tirants d'eau anormalement élevés (type embâcle ou seuil). Aussi, les injections mimant les exfiltrations de nappe en régime laminaire s'avèrent très sensibles aux apports d'énergie par l'atmosphère. Les apports de chaleur dus aux radiations solaires peuvent s'avérer non négligeables en cas de contraste thermique déjà faible entre la nappe et le cours d'eau. L'utilisation de la température comme traceur basée sur des mesures FO-DTS reste toutefois efficace à condition de bien connaître le milieu dans lequel elle est utilisée. Les exfiltrations de nappe doivent être suffisamment importantes pour qu'elles modifient la température du cours d'eau. Pour une précision de 0,05°C du FO-DTS, ces exfiltrations doivent représenter environ 5% du flux total du cours d'eau pour être détectées avec certitude ; 10% en cas d'écoulement laminaire.

Cartographie des exfiltrations diffuses de nappe

La cartographie des exfiltrations de nappe en rivière a été effectuée sur un petit cours d'eau de la Zone Atelier Armorique (35). La fibre optique a été placée dans le sédiment à environ 3 cm de profondeur pour pouvoir détecter des arrivées très faibles et rester en place sur toute l'année de mesure. La différence de température entre l'atmosphère et les sédiments a été calculée en chaque point de la fibre le long d'un linéaire de 615m. 4 biefs, considérés comme relativement uniformes en terme de végétation et de géomorphologie ont été identifiés : zone humide, bois, prairie et marécage. A l'amont de chaque bief, des segments considérés comme uniquement influencés par l'atmosphère, sans aucune arrivée souterraine ont été utilisés comme section de référence. Les points dont les différences de température avec l'atmosphère dépassent un seuil calculé à partir de la moyenne des différences – T_{sed}-T_{air} – sont considérés comme des exfiltrations souterraines. Cette analyse a permis de réaliser une cartographie des exfiltrations de nappe à chaque pas de temps (40min), tous les 25cm, sur toute l'année hydrologique. Ces résultats – moyennés sur l'année – ont été comparés avec la variabilité annuelle le long de la fibre en supposant que les points les moins variables au cours de l'année étaient fortement influencés par la nappe (Moffett et al., 2008). Cette comparaison indique que la majorité des anomalies thermiques détectées correspondent effectivement à des exfiltrations souterraines. Le informations hydrauliques et géomorphologiques du site permettent de formuler quelques hypothèses sur les processus en jeu. La topographie du lit apparait ainsi comme un critère déterminant de l'apparition ou non des exfiltrations au cours de l'année. Le tronçon en amont du site – dont le tracé a été modifié et surélevé – montre très peu d'anomalies thermiques tout au long de l'année. A l'inverse, le tronçon situé dans la zone marécageuse à l'aval et présentant de nombreuses mouilles présente plusieurs anomalies thermiques témoignant d'une influence forte de la nappe. La zone intermédiaire (bois et prairie) a, quant à elle, montré peu d'anomalies au cours de la période de basses eaux et davantage en hautes eaux.

Toutefois, la méthode proposée souffre de quelques défauts. Le premier d'entre eux étant la difficulté à attribuer les anomalies à des exfiltrations de nappe ou à des recirculations hyporhéiques. L'examen de la variabilité annuelle semble indiquer que la plupart des anomalies détectées sont bien due à une exfiltration de la nappe, mais les quelques points présentant des différences n'ont pas pu être investigués. Il a tout aussi bien pu s'agir d'exfiltrations trop intermittentes pour être repérées par analyse de variance que de recirculations hyporhéiques (Norman and Cardenas, 2014).

Le seuil proposé ici pour caractériser les effets respectifs de l'atmosphère ou de la nappe est valable tant que la fibre est installée dans une zone superficielle des sédiments (~3cm). En effet, une section de câble installée plus en profondeur que les autres donnera des signatures thermiques très tamponnées et montrera une différence avec l'atmosphère qui peut être considéré comme une exfiltration de nappe. Enfin, la nature changeante du lit au cours de l'année – notamment après les crues– rend les interprétations plus complexes. D'où la nécessité de bien caractériser les gradients de température dans la zone hyporhéique. Le recours à des méthodes de traitement de signal pourrait être intéressant pour filtrer les données d'une manière automatique. A titre d'exemple, l'utilisation des ondelettes (Henderson et al., 2009; Mwakanyamale et al., 2012) permettrait de définir des patterns pour identifier d'une manière automatique les effets combinés de l'atmosphère, de la nappe et de la géomorphologie. Nous n'avons pas étudié les effets d'ombrage car la ripisylve le long du bief étudié n'induit pas de contraste significatif sur l'ombrage. Les résultats présentés ici offrent une résolution spatio-temporelle particulièrement fine (tous les 25 à 50cm pour une période de 40min sur onze mois). Elle permet de localiser et cartographier les lieux où des échanges nappe-rivière très locaux s'opèrent. Cette cartographie, couplée à des données biogéochimiques pourrait être utilisée pour modéliser les flux de certains nutriments à une échelle fine. L'utilisation du radon (Annexe 1) pour quantifier la dénitrification ouvre des perspectives intéressantes. Des mesures radon ont été effectuées sur 6km de linéaire du *petit Hermitage*. Couplées à des mesures par fibre optique, sur le bief étudié ici, et à des mesures biogéochimiques (nitrate et carbone organique), elles permettraient de comprendre l'origine des hétérogénéités des exfiltrations le long du bief et identifier les sources et puits de ces deux éléments. Ce travail se poursuit dans le cadre d'une collaboration en cours avec l'Université de Bayreuth.

Quantification des exfiltrations diffuses de nappe

L'utilisation des profils de température mesurés dans la zone hyporhéique a permis d'évaluer les flux verticaux entre les sédiments et le cours d'eau. Les mesures de température, effectuées en utilisant des cannes thermométriques permettent de caractériser les gradients thermiques dans la zone hyporhéique et dans la colonne d'eau. La modélisation des flux verticaux a été réalisée en utilisant des mesures de température effectuées au niveau de deux profondeurs. Nous avons couplé les profils ponctuels de température aux mesures continues par fibre optique, effectuées dans les sédiments ($T_{sed\text{-}FO\text{-}DTS}$) pour calculer des flux verticaux en chaque point de la fibre. Ce couplage n'est valide qu'en supposant la température, à une certaine profondeur de la zone hyporhéique assez uniforme d'une canne à l'autre. Le nombre de points de mesure FO-DTS étant très élevé (un point tous les 25 cm sur 610m de bief), réaliser le calcul en chaque serait consommateur en temps de calcul, cela demanderait une adaptation du code de calcul utilisé. Dans un premier temps, il a été décidé de ne réaliser que quelques estimations de flux verticaux en des points représentatifs. Les vitesses obtenues pour deux typologies de points –avec ou sans anomalie - ont ensuite été appliquées à tous les points semblables le long du câble. La nature du sédiment jouant un rôle central dans les calculs des vitesses, quatre tronçons, d'occupation du sol contrastée, ont été identifiés (zone humide, bois, prairie et marais). Une fois ces grands sous-biefs identifiés, le choix de points représentatifs – avec ou sans anomalie thermique – dans chacun d'eux s'est basé sur la cartographie des exfiltrations. Pour chaque tronçon, la localisation où l'amplitude de l'anomalie est la plus importante, et la plus pérenne a été utilisée comme point de référence pour les vitesses d'exfiltrations dans tout le tronçon. Le débit final attribué à la nappe sur un bief donné est la somme des flux individuels sur le bief.

L'estimation des flux entre la zone hyporhéique et le cours d'eau a été comparée à deux méthodes de quantification plus intégratives dans l'espace, à savoir le jaugeage différentiel et

la méthode de conservation de la masse et de l'énergie développée par (Selker et al., 2006b). Cette dernière a été appliquée à une longueur plus grande (400m) que celles utilisées lors des travaux antérieurs (quelques mètres). La comparaison entre ces trois méthodes a donné des résultats cohérents en période de basses eaux et en fin de période des hautes eaux. Toutefois, la méthode de quantification des exfiltrations, développée lors de cette thèse, sous-estime fortement la contribution de la nappe en hautes eaux (entre -65% et -90% par rapport au jaugeage différentiel sur les périodes les plus claires). Cette sous-estimation, même si elle peut être relativisée (incertitude du jaugeage, difficulté d'estimation du débit de base par séparation d'hydrogramme, etc.), a été imputée à la méthodologie employée. En effet, une des limites de la mesure par fibre optique est son caractère local, notamment dans la direction transversale. Le calcul des exfiltrations à partir des gradients de température a été appliqué à une section d'écoulement dont la largeur correspond à la résolution de la fibre. Cette section est relativement réduite alors que l'estimation du débit de base est extraite par séparation d'hydrogramme à partir des débits mesurés, soit sur toute la section de l'écoulement. En basses eaux, cela ne pose pas de problème puisque la section d'écoulement est très étroite. L'installation de la fibre en serpentin et dans les berges pourrait permettre de couvrir des surfaces plus importantes au niveau du lit du cours d'eau, ce qui devrait améliorer l'estimation des exfiltrations. Ce type d'installation est très lourd sur le terrain et ne peut être donc appliqué qu'à quelques sections transversales. Par ailleurs, l'automatisation des calculs de vitesses verticales le long de la fibre ou, du moins, une augmentation du nombre de points représentatifs, permettrait de mieux tenir compte des hétérogénéités spatio-temporelles et d'ainsi mieux estimer les échanges à l'échelle du bief. Malgré les limites discutées ici, la méthode développée permet d'identifier à la fois des exfiltrations de nappe, mais aussi des flux descendants très locaux ou ponctuels qui seraient invisibles pour un jaugeage ou les méthodes FO-DTS classiques. En effet, des inversions ponctuelles des flux à l'aplomb de point d'exfiltrations ont été observées en fin d'automne, alors que les jaugeages ne peuvent pas rendre compte de ce type de processus. Ces inversions sont synchrones des premières crues hivernales. Nos résultats montrent que ces crues brusques avaient momentanément modifié les gradients hydrauliques entre la nappe et la rivière (Figure 4-5).

Il est important de souligner que les méthodes utilisées sur le terrain, basées sur l'étude de contrastes thermiques entre deux capteurs ou deux compartiments, sont très sensibles aux paramètres du milieu souvent mal caractérisés (diffusivité thermique, porosité, etc.). Qu'il s'agisse de la localisation ($T_{sed} - T_{air}$) ou de la mesure des flux verticaux dans le sédiment (entre 0 et -3cm), les résultats finaux sont dépendants de la finesse avec laquelle les amplitudes thermiques sont estimées. La prise en compte des variables impactant ces amplitudes (nature du sédiment, profondeurs d'enfouissement, température de la nappe, …) ainsi que l'estimation des incertitudes de mesures sont donc nécessaires pour définir le cadre dans lequel les exfiltrations de nappe sont quantifiées. C'est particulièrement vrai quand les différences de température entre la nappe et la rivière sont de l'ordre de quelques dixièmes de degré comme cela a pu être observé au printemps, pendant la période de hautes eaux. Un travail sur les incertitudes de mesures et leur propagation sur les flux calculés est à envisager pour mieux cibler les limites et points d'achoppement de la méthode.

Mes travaux ont permis d'ouvrir des pistes méthodologiques pour le suivi haute résolution d'exfiltrations de nappe intermittentes et hétérogènes le long du cours d'eau, difficilement accessibles par les méthodes ponctuelles. Les méthodes proposées ici requièrent toutefois certaines améliorations et développements complémentaires, notamment en terme de couverture spatiale des câbles de fibre optique pour affiner les effets des échanges latéraux – section transversale – et améliorer la quantification. Le couplage à des méthodes de traçage chimique constitue une piste intéressante, pour réaliser des multi-traçages et conforter les

résultats propres à chacune des méthodes. Des études plus approfondies sur tout le tirant d'eau sont également nécessaires, pour déterminer si de telles arrivées diffuses seraient détectables en surface par d'autres moyens de mesures tels que l'imagerie infrarouge thermique (IRT) (Banks et al., 1996; Bejannin et al., 2017; Cristea and Burges, 2009). Des essais de couplage entre FO-DTS et infrarouge thermique ont déjà été opérés en canal hydraulique lors d'un stage de master (Rotrou, 2017). L'utilisation de la méthode du flot optique (Horn and Schunck, 1981; Meinhardt-Llopis et al., 2013) pour déduire le champ de vitesse, à partir du champ de température, et estimer le débit le long du linéaire est prometteuse. Toutefois, ces tests sont encore préliminaires et de plus amples développements seront nécessaires pour une application en milieu ouvert (Antonelli et al., 2017; Chickadel et al., 2011). La mise en œuvre conjointe des méthodes de flot optique et d'algorithmes d'assimilation de données qui utiliseraient les mesures FO-DTS permettra de modéliser l'écoulement à surface libre et mieux caractériser le transfert de chaleur. De tels modèles permettraient de mieux caractériser les échanges nappe-rivière et accéder à la compréhension de processus aujourd'hui encore inconnus.

Bibliographie

A. Zwieniecki, M., Newton, M., 1999. Influence of Streamside Cover and Stream Features on Temperature Trends in Forested Streams of Western Oregon, 14, 106-113 pp.

Abrol, I., Palta, J., 1968. Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material. Soil Science, 106(6): 465-468.

Alexander, M., MacQuarrie, K., Caissie, D., Butler, K., 2003. The thermal regime of shallow groundwater and a small Atlantic salmon stream bordering a clearcut with a forested streamside buffer, Annual Conference of the Canadian Society for Civil Engineering. Canadian Society for Civil Engineering, Montreal, Quebec, pp. 4-7.

Alexander, M.D., Caissie, D., 2003. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. Ground Water, 41(1): 72-82.

Anderson, M., Burt, T., 1982. The contribution of throughflow to storm runoff: an evaluation of a chemical mixing model. Earth Surface Processes and Landforms, 7(6): 565-574.

Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. Ground Water, 43(6): 951-968.

Antonelli, M., Klaus, J., Smettem, K., Teuling, A.J., Pfister, L., 2017. Exploring Streamwater Mixing Dynamics via Handheld Thermal Infrared Imagery. Water, 9(5).

Armstrong, J.B. et al., 2013. Diel horizontal migration in streams: Juvenile fish exploit spatial heterogeneity in thermal and trophic resources. Ecology, 94(9): 2066-2075.

Arnell, N.W., 1999. Climate change and global water resources. Global environmental change, 9: S31-S49.

Arnold, J.G., Allen, P.M., 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records 1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 35(2): 411-424.

Ayotte, J.D. et al., 2015. Factors affecting temporal variability of arsenic in groundwater used for drinking water supply in the United States. Science of the Total Environment, 505: 1370-1379.

Azizian, M. et al., 2015. Bedforms as biocatalytic filters: A pumping and streamline segregation model for nitrate removal in permeable sediments. Environmental science & technology, 49(18): 10993-11002.

Baattrup-Pedersen, A. et al., 2013. Effects of stream flooding on the distribution and diversity of groundwater-dependent vegetation in riparian areas. Freshwater Biology, 58(4): 817-827.

Baird, O.E., Krueger, C.C., 2003. Behavioral thermoregulation of brook and rainbow trout: Comparison of summer habitat use in an Adirondack River, New York. Transactions of the American Fisheries Society, 132(6): 1194-1206.

Bakker, M., Calje, R., Schaars, F., van der Made, K.J., de Haas, S., 2015. An active heat tracer experiment to determine groundwater velocities using fiber optic cables installed with direct push equipment. Water Resources Research, 51(4): 2760-2772.

Baldy, V., Gessner, M.O., Chauvet, E., 1995. Bacteria, fungi and the breakdown of leaf litter in a large river. Oikos: 93-102.

Banks, W.S.L., Paylor, R.L., Hughes, W.B., 1996. Using thermal-infrared imagery to delineate ground-water discharge. Ground Water, 34(3): 434-443.

Barra Caracciolo, A. et al., 2009. The role of a groundwater bacterial community in the degradation of the herbicide terbuthylazine. FEMS microbiology ecology, 71(1): 127-136.

Bartolino, J.R., Niswonger, R.G., 1999. Numerical simulation of vertical ground-water flux of the Rio Grande from ground-water temperature profiles, central New Mexico, US Dept. of the Interior, US Geological Survey; Branch of Information ….

Baxter, C.V., Hauer, F.R., 2000. Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (Salvelinus confluentus). Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 57(7): 1470-1481.

Bayley, P.B., 1991. The flood pulse advantage and the restoration of river-floodplain systems. Regulated Rivers: Research & Management, 6(2): 75-86.

Beamish, R.J., Harvey, H.H., 1972. Acidification of the La Cloche Mountain Lakes, Ontario, and resulting fish mortalities. Journal of the Fisheries Board of Canada, 29(8): 1131-1143.

Beaufort, A. et al., 2016. River Temperature Modelling by Strahler Order at the Regional Scale in the Loire River Basin, France. River Research and Applications, 32(4): 597-609.

Bejannin, S., van Beek, P., Stieglitz, T., Souhaut, M., Tamborski, J., 2017. Combining airborne thermal infrared images and radium isotopes to study submarine groundwater discharge along the French Mediterranean coastline. J. Hydrol.-Reg. Stud., 13: 72-90.

Benito, E., Santiago, J., De Blas, E., Varela, M., 2003. Deforestation of water-repellent soils in Galicia (NW Spain): effects on surface runoff and erosion under simulated rainfall. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 28(2): 145-155.

Benneton, J.-P., 1984. The eutrophization of water surfaces, inventory of the principal sources of nitrogenous and phosphorous substances. Bibliographic study [lake, watershed, cycle, farming, soil, erosion, pollution, atmosphere, waste, running-off; with special references to France]. LCPC.

Benotti, M.J. et al., 2008. Pharmaceuticals and endocrine disrupting compounds in US drinking water. Environmental science & technology, 43(3): 597-603.

Benson, N.G., 1953. The importance of groundwater to trout populations in the Pigeon River, Michigan, Transactions of the North American Wildlife Conference, pp. 260-281.

Benyahya, L., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2012. Long-wave radiation and heat flux estimates within a small tributary in Catamaran Brook (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 26(4): 475-484.

Beschta, R.L., Taylor, R.L., 1988. Stream temperature increases and land-use in a forested oregon watershed. Water Resour. Bull., 24(1): 19-25.

Betson, R.P., 1964. What is watershed runoff? Journal of Geophysical research, 69(8): 1541-1552.

Bonell, M., Barnes, C., Grant, C., Howard, A., Burns, J., 1998. Oxygen and hydrogen isotopes in rainfall–runoff studies. Isotope Tracers in Catchment Hydrology: 347-390.

Booth, D.B., Jackson, C.R., 1997. Urbanization of aquatic systems: degradation thresholds, stormwater detection, and the limits of mitigation. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 33(5): 1077-1090.

Bornette, G., Puijalon, S., 2011. Response of aquatic plants to abiotic factors: a review. Aquat. Sci., 73(1): 1-14.

Boulton, A.J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E.H., Valett, H.M., 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. Annual Review of Ecology and Systematics, 29(1): 59-81.

Brahana, J., Hollyday, E., 1988. Dry stream reaches in carbonate terranes: surface indicators of ground-water reservoirs. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 24(3): 577-580.

Bredehoeft, J.D., Papaopulos, I., 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. Water Resources Research, 1(2): 325-328.

Briggs, M.A., Lautz, L.K., Buckley, S.F., Lane, J.W., 2014. Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling. Journal of Hydrology, 519: 1739-1751.

Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., 2012a. A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. Hydrological Processes, 26(9): 1277-1290.

Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., Gordon, R.P., Hare, D.K., 2012b. Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux. Water Resources Research, 48: 16.

Briggs, M.A., Voytek, E.B., Day-Lewis, F.D., Rosenberry, D.O., Lane, J.W., 2013. Understanding Water Column and Streambed Thermal Refugia for Endangered Mussels in the Delaware River. Environmental Science & Technology, 47(20): 11423-11431.

Brown, A.G. et al., 2018. Natural vs anthropogenic streams in Europe: History, ecology and implications for restoration, river-rewilding and riverine ecosystem services. Earth-Sci. Rev., 180: 185-205.

Brown, L., Cooper, L., Holden, J., Ramchunder, S., 2010. A comparison of stream water temperature regimes from open and afforested moorland, Yorkshire Dales, northern England. Hydrological Processes, 24(22): 3206-3218.

Brunke, M., Gonser, T., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. Freshwater Biology, 37(1): 1-33.

Brunke, M., Hoehn, E., Gonser, T., 2003. Patchiness of river-groundwater interactions within two floodplain landscapes and diversity of aquatic invertebrate communities. Ecosystems, 6(8): 707-722.

Bucak, T. et al., 2017. Future water availability in the largest freshwater Mediterranean lake is at great risk as evidenced from simulations with the SWAT model. Science of the Total Environment, 581: 413-425.

Burgin, A.J., Hamilton, S.K., 2007. Have we overemphasized the role of denitrification in aquatic ecosystems? A review of nitrate removal pathways. Frontiers in Ecology and the Environment, 5(2): 89-96.

Burkholder, B.K., Grant, G.E., Haggerty, R., Khangaonkar, T., Wampler, P.J., 2008. Influence of hyporheic flow and geomorphology on temperature of a large, gravel-bed river, Clackamas River, Oregon, USA. Hydrological Processes, 22(7): 941-953.

Burnett, W.C. et al., 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. Science of the Total Environment, 367(2-3): 498-543.

Buttle, J.M. et al., 2012. An Overview of Temporary Stream Hydrology in Canada. Can. Water Resour. J., 37(4): 279-310.

Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. Freshwater Biology, 51(8): 1389-1406.

Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2005. Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 19(11): 2137-2159.

Calkins, D., Dunne, T., 1970. A salt tracing method for measuring channel velocities in small mountain streams. Journal of Hydrology, 11(4): 379-392.

Cardenas, M.B., 2009. Stream-aquifer interactions and hyporheic exchange in gaining and losing sinuous streams. Water Resources Research, 45(6).

Cardenas, M.B., 2015. Hyporheic zone hydrologic science: A historical account of its emergence and a prospectus. Water Resources Research, 51(5): 3601-3616.

Cardenas, M.B., Harvey, J.W., Packman, A.I., Scott, D.T., 2008. Ground-based thermography of fluvial systems at low and high discharge reveals potential complex thermal heterogeneity driven by flow variation and bioroughness. Hydrological Processes, 22(7): 980-986.

Carey, C., Alexander, M.A., 2003. Climate change and amphibian declines: is there a link? Divers. Distrib., 9(2): 111-121.

Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., Delay, F., 2011. Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. Journal of Hydrology, 400(3-4): 377-386.

Cherkauer, K.A. et al., 2005. Assessing satellite-based and aircraft-based thermal infrared remote sensing for monitoring Pacific Northwest river temperature. Journal of the American Water Resources Association, 41(5): 1149-1159.

Chickadel, C.C., Talke, S.A., Horner-Devine, A.R., Jessup, A.T., 2011. Infrared-Based Measurements of Velocity, Turbulent Kinetic Energy, and Dissipation at the Water Surface in a Tidal River. IEEE Geosci. Remote Sens. Lett., 8(5): 849-853.

Cho, J.-C., Kim, S.-J., 2000. Increase in bacterial community diversity in subsurface aquifers receiving livestock wastewater input. Applied and Environmental Microbiology, 66(3): 956-965.

Christensen, N.S., Wood, A.W., Voisin, N., Lettenmaier, D.P., Palmer, R.N., 2004. The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado River basin. Climatic change, 62(1-3): 337-363.

Chu, C., Jones, N.E., Allin, L., 2009. Linking the thermal regimes of streams in the Great Lakes Basin, Ontario, to landscape and climate variables. River Research and Applications: n/a-n/a.

Ciocca, F., Lunati, I., Van de Giesen, N., Parlange, M.B., 2012. Heated Optical Fiber for Distributed Soil-Moisture Measurements: A Lysimeter Experiment. Vadose Zone Journal, 11(4): 10.

Clément, J.C. et al., 2003. Hydrological flowpaths and nitrate removal rates within a riparian floodplain along a fourth-order stream in Brittany (France). Hydrological processes, 17(6): 1177-1195.

Coleman, T.I., Parker, B.L., Maldaner, C.H., Mondanos, M.J., 2015. Groundwater flow characterization in a fractured bedrock aquifer using active DTS tests in sealed boreholes. Journal of Hydrology, 528: 449-462.

Collier, M.W., 2008. Demonstration of fiber optic distributed temperature sensing to differentiate cold water refuge between ground water inflows and hyporheic exchange.

Collins, M. et al., 2014. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge Univ Press, Cambridge, 1029-1136 pp.

Comte, L., Buisson, L., Daufresne, M., Grenouillet, G., 2013. Climate-induced changes in the distribution of freshwater fish: observed and predicted trends. Freshwater Biology, 58(4): 625-639.

Comte, L., Grenouillet, G., 2015. Distribution shifts of freshwater fish under a variable climate: comparing climatic, bioclimatic and biotic velocities. Divers. Distrib., 21(9): 1014-1026.

Conant, B., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. Ground Water, 42(2): 243-257.

Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams. Water Resources Research, 34(7): 1609-1615.

Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resources Research, 44: 20.

Constantz, J., Cox, M.H., Su, G.W., 2003. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. Groundwater, 41(5): 647-656.

Constantz, J., Niswonger, R.G., Stewart, A.E., 2008. Analysis of temperature gradients to determine stream exchanges with ground water. Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water: 4-D2.

Conti, L., Comte, L., Hugueny, B., Grenouillet, G., 2015. Drivers of freshwater fish colonisations and extirpations under climate change. Ecography, 38(5): 510-519.

Coutant, C.C., 1977. COMPILATION OF TEMPERATURE PREFERENCE DATA. Journal of the Fisheries Research Board of Canada, 34(5): 739-745.

Cox, M.H., Su, G.W., Constantz, J., 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. Ground Water, 45(2): 187-195.

Cristea, N.C., Burges, S.J., 2009. Use of Thermal Infrared Imagery to Complement Monitoring and Modeling of Spatial Stream Temperatures. J. Hydrol. Eng., 14(10): 1080-1090.

Danielopol, D.L., 1997. La colonisation d'environnements contraignants: Exemple des eaux souterraines. Geobios, 30: 55-66.

Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application. Victor Dalmont.

de Vries, D., Peck, A., 1958. On the Cylindrical Probe Method of Measuring Thermal Conductivity with Special Reference to Soils. I. Extension of Theory and Discussion of Probe Characteristics. Australian Journal of Physics, 11(2): 255-271.

Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., Teng, H.Y., 2012. Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. Clim. Dyn., 38(3-4): 527-546.

Dierberg, F., DeBusk, T., Jackson, S., Chimney, M., Pietro, K., 2002. Submerged aquatic vegetation-based treatment wetlands for removing phosphorus from agricultural runoff: response to hydraulic and nutrient loading. Water research, 36(6): 1409-1422.

Dincer, T., Payne, B., Florkowski, T., Martinec, J., Tongiorgi, E., 1970. Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen-18. Water Resources Research, 6(1): 110-124.

Dingman, S.L., 1966. Characteristics of summer runoff from a small watershed in central Alaska. Water Resources Research, 2(4): 751-754.

Dogwiler, T., Wicks, C., 2006. Thermal variations in the hyporheic zone of a karst stream. International Journal of Speleology, 35(2): 1.

Dole-Olivier, M.-J., Wawzyniak, V., Des Chatelliers, M.C., Marmonier, P., 2019. Do thermal infrared (TIR) remote sensing and direct hyporheic measurements (DHM) similarly detect river-groundwater exchanges? Study along a 40 km-section of the Ain River (France). Science of the Total Environment, 646: 1097-1110.

Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998. Physical and chemical hydrogeology, 506. Wiley New York.

Drake, J., Bradford, A., Joy, D., 2010. Application of HEC-RAS 4.0 temperature model to estimate groundwater contributions to Swan Creek, Ontario, Canada. Journal of Hydrology, 389(3-4): 390-398.

Duff, J.H., Toner, B., Jackman, A.P., Avanzino, R.J., Triska, F.J., 2000. Determination of groundwater discharge into a sand and gravel bottom river: A comparison of chloride dilution and seepage meter techniques. Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen, 27(1): 406-411.

Dugdale, S.J., 2016. A practitioner's guide to thermal infrared remote sensing of rivers and streams: recent advances, precautions and considerations. Wiley Interdiscip. Rev.-Water, 3(2): 251-268.

Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2013. Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river. Remote Sensing of Environment, 136: 358-373.

Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2015. Spatial distribution of thermal refuges analysed in relation to riverscape hydromorphology using airborne thermal infrared imagery. Remote Sensing of Environment, 160: 43-55.

Dunmall, K.M., Mochnacz, N.J., Zimmerman, C.E., Lean, C., Reist, J.D., 2016. Using thermal limits to assess establishment of fish dispersing to high-latitude and high-elevation watersheds. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 73(12): 1750-1758.

Dunne, T., Black, R.D., 1970a. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. Water Resources Research, 6(2): 478-490.

Dunne, T., Black, R.D., 1970b. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water resources research, 6(5): 1296-1311.

Dybkjaer, J.B., Baattrup-Pedersen, A., Kronvang, B., Thodsen, H., 2012. Diversity and Distribution of Riparian Plant Communities in Relation to Stream Size and Eutrophication. J. Environ. Qual., 41(2): 348-354.

Earman, S., Campbell, A.R., Phillips, F.M., Newman, B.D., 2006. Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D9).

Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003a. Cold water patches in warm streams: Physicochemical characteristics and the influence of shading. Journal of the American Water Resources Association, 39(2): 355-368.

Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003b. Thermal heterogeneity, stream channel morphology, and salmonid abundance in northeastern Oregon streams. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 60(10): 1266-1280.

Ebersole, J.L. et al., 2006. Juvenile coho salmon growth and survival across stream network seasonal habitats. Transactions of the American Fisheries Society, 135(6): 1681-1697.

Evans, E.C., Greenwood, M.T., Petts, G.E., 1995. SHORT COMMUNICATION THERMAL PROFILES WITHIN RIVER BEDS. Hydrological Processes, 9(1): 19-25.

Evans, E.C., McGregor, G.R., Petts, G.E., 1998. River energy budgets with special reference to river bed processes. Hydrological Processes, 12(4): 575-595.

Evans, E.C., Petts, G.E., 1997. Hyporheic temperature patterns within riffles. Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol., 42(2): 199-213.

Fernald, A.G., Landers, D.H., Wigington, P.J., 2006. Water quality changes in hyporheic flow paths between a large gravel bed river and off-channel alcoves in Oregon, USA. River Research and Applications, 22(10): 1111-1124.

Ficke, A.D., Myrick, C.A., Hansen, L.J., 2007. Potential impacts of global climate change on freshwater fisheries. Rev. Fish. Biol. Fish., 17(4): 581-613.

Findlay, S., 1995. Importance of surface-subsurface exchange in stream ecosystems: The hyporheic zone. Limnology and oceanography, 40(1): 159-164.

Flipo, N. et al., 2004. Biogeochemical modelling at the river scale: plankton and periphyton dynamics: Grand Morin case study, France. Ecological Modelling, 176(3-4): 333-347.

Flipo, N. et al., 2014. Continental hydrosystem modelling: the concept of nested stream-aquifer interfaces. Hydrology and Earth System Sciences, 18(8): 3121-3149.

Fox, A., Laube, G., Schmidt, C., Fleckenstein, J.H., Arnon, S., 2016. The effect of losing and gaining flow conditions on hyporheic exchange in heterogeneous streambeds. Water Resources Research, 52(9): 7460-7477.

Freeze, R.A., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resources Research, 8(3): 609-623.

Freeze, R.A., 1974. Streamflow generation. Reviews of Geophysics, 12(4): 627-647.

Frei, S., Gilfedder, B., 2015. FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon. Water Resources Research, 51(8): 6776-6786.

Fullerton, A.H. et al., 2015. Rethinking the longitudinal stream temperature paradigm: region-wide comparison of thermal infrared imagery reveals unexpected complexity of river temperatures. Hydrological Processes, 29(22): 4719-4737.

Gardner, J.L., Peters, A., Kearney, M.R., Joseph, L., Heinsohn, R., 2011. Declining body size: a third universal response to warming? Trends Ecol. Evol., 26(6): 285-291.

Garner, G., Malcolm, I.A., Sadler, J.P., Millar, C.P., Hannah, D.M., 2015. Inter-annual variability in the effects of riparian woodland on micro-climate, energy exchanges and water temperature of an upland Scottish stream. Hydrological Processes, 29(6): 1080-1095.

Garnier, J., Billen, G., Hanset, P., Testard, P., Coste, M., 1998. Développement algal et eutrophisation dans le réseau hydrographique de la Seine. La Seine en son bassin: Fonctionnement écologique d'un systeme fluvial anthropisé. Elsevier, Paris: 593-626.

Gaume, E., 2004. Draughts and river low waters: some comments. Houille Blanche-Rev. Int.(4): 77-83.

Gaynor, J., MacTavish, D., Findlay, W., 1995. Atrazine and metolachlor loss in surface and subsurface runoff from three tillage treatments in corn. J. Environ. Qual., 24(2): 246-256.

Geist, D.R. et al., 2002. Physicochemical characteristics of the hyporheic zone affect redd site selection by chum salmon and fall chinook salmon in the Columbia River. North Am. J. Fish Manage., 22(4): 1077-1085.

Genereux, D.P., 1998. Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. Water Resources Research, 34(4): 915-919.

Genereux, D.P., Hemond, H.F., Mulholland, P.J., 1993. Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed. Journal of Hydrology, 142(1-4): 167-211.

Genereux, D.P., Leahy, S., Mitasova, H., Kennedy, C.D., Corbett, D.R., 2008. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. Journal of Hydrology, 358(3-4): 332-353.

George, S.D., Baldigo, B.P., Smith, M.J., McKeown, D.M., Faulring, J.W., 2016. Variations in water temperature and implications for trout populations in the Upper Schoharie Creek and West Kill, New York, USA. J. Freshw. Ecol., 31(1): 93-108.

Gershunov, A. et al., 2013. Future Climate: Projected Extremes. Assessment of Climate Change in the Southwest United States: A Report Prepared for the National Climate Assessment. Island Press, Washington, 126-147 pp.

Gibbs, R.J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. Science, 170(3962): 1088-1090.

Giménez-Morera, A., Sinoga, J.R., Cerdà, A., 2010. The impact of cotton geotextiles on soil and water losses from Mediterranean rainfed agricultural land. Land Degradation & Development, 21(2): 210-217.

Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R.M., Stohl, A., 2010. On the origin of continental precipitation. Geophysical Research Letters, 37(13).

Gomez-Velez, J.D., Harvey, J., Cardenas, M.B., Kiel, B., 2015. Denitrification in the Mississippi River network controlled by flow through river bedforms. Nature Geoscience, 8(12): 941-U75.

Gonzalez-Pinzon, R. et al., 2015. A field comparison of multiple techniques to quantify groundwater-surface-water interactions. Freshwater Science, 34(1): 139-160.

Gordon, R.P., Lautz, L.K., Briggs, M.A., McKenzie, J.M., 2012. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. Journal of Hydrology, 420: 142-158.

Greve, P., Gudmundsson, L., Orlowsky, B., Seneviratne, S.I., 2016. A two-parameter Budyko function to represent conditions under which evapotranspiration exceeds precipitation. Hydrology and Earth System Sciences, 20(6): 2195-2205.

Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., Kucsara, M., 2008. Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. Journal of Hydrology, 349(1-2): 6-17.

Griebler, C., Lueders, T., 2009. Microbial biodiversity in groundwater ecosystems. Freshwater Biology, 54(4): 649-677.

Hagerthey, S.E., Kerfoot, W.C., 2005. Spatial variation in groundwater-related resource supply influences freshwater benthic algal assemblage composition. J. N. Am. Benthol. Soc., 24(4): 807-819.

Handcock, R.N. et al., 2006. Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. Remote Sensing of Environment, 100(4): 427-440.

Hannah, D.M., Malcolm, I.A., Bradley, C., 2009. Seasonal hyporheic temperature dynamics over riffle bedforms. Hydrological Processes, 23(15): 2178-2194.

Hannah, D.M., Malcolm, I.A., Soulsby, C., Youngson, A.F., 2008. A comparison of forest and moorland stream microclimate, heat exchanges and thermal dynamics. Hydrological Processes, 22(7): 919-940.

Hare, D.K., Briggs, M.A., Rosenberry, D.O., Boutt, D.F., Lane, J.W., 2015. A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water. Journal of Hydrology, 530: 153-166.

Hassan, M.A., Tonina, D., Beckie, R.D., Kinnear, M., 2015. The effects of discharge and slope on hyporheic flow in step-pool morphologies. Hydrological Processes, 29(3): 419-433.

Hatch, C.E., Fisher, A.T., Revenaugh, J.S., Constantz, J., Ruehl, C., 2006. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. Water Resources Research, 42(10): 14.

Hausner, M.B. et al., 2011. Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 11(11): 10859-10879.

Hebert, C., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2011. Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 25(15): 2439-2455.

Henderson, R.D., Day-Lewis, F.D., Harvey, C.F., 2009. Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. Geophysical Research Letters, 36: 6.

Hendrickx, F., Sauquet, E., 2013. Impact of warming climate on water management for the Ariege River basin (France). Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol., 58(5): 976-993.

Hester, E.T., Brooks, K.E., Scott, D.T., 2018. Comparing reach scale hyporheic exchange and denitrification induced by instream restoration structures and natural streambed morphology. Ecol. Eng., 115: 105-121.

Hester, E.T., Doyle, M.W., 2011. Human Impacts to River Temperature and Their Effects on Biological Processes: A Quantitative Synthesis. Journal of the American Water Resources Association, 47(3): 571-587.

Hester, E.T., Doyle, M.W., Poole, G.C., 2009. The influence of in-stream structures on summer water temperatures via induced hyporheic exchange. Limnology and Oceanography, 54(1): 355-367.

Hester, E.T., Gooseff, M.N., 2010. Moving Beyond the Banks: Hyporheic Restoration Is Fundamental to Restoring Ecological Services and Functions of Streams. Environmental Science & Technology, 44(5): 1521-1525.

Hewlett, J.D., 1970. The varying source area of streamflow from upland basins, Proceedings of the Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management. Montana State University, Bozeman, American S, pp. 65-83.

Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. Journal of geophysical research, 68(4): 1081-1087.

Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Forest hydrology, 1: 275-290.

Hillyard, R.W., Keeley, E.R., 2012. Temperature-Related Changes in Habitat Quality and Use by Bonneville Cutthroat Trout in Regulated and Unregulated River Segments. Transactions of the American Fisheries Society, 141(6): 1649-1663.

Hinkle, S.R., Bohlke, J.K., Duff, J.H., Morgan, D.S., Weick, R.J., 2007. Aquifer-scale controls on the distribution of nitrate and ammonium in ground water near La Pine, Oregon, USA. Journal of Hydrology, 333(2-4): 486-503.

Hirabayashi, Y. et al., 2013. Global flood risk under climate change. Nat. Clim. Chang., 3(9): 816-821.

Hjelmfelt Jr, A.T., Burwell, R.E., 1984. Spatial variability of runoff. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 110(1): 46-54.

Hoes, O.A.C., Schilperoort, R.P.S., Luxemburg, W.M.J., Clemens, F., de Giesen, N.C.V., 2009. Locating illicit connections in storm water sewers using fiber-optic distributed temperature sensing. Water Research, 43(20): 5187-5197.

Hollis, G., 1975. The effect of urbanization on floods of different recurrence interval. Water Resources Research, 11(3): 431-435.

Hoover, M., Hursh, C., 1943. Influence of topography and soil-depth on runoff from forest land. Eos, Transactions American Geophysical Union, 24(2): 693-698.

Horn, B.K., Schunck, B.G., 1981. Determining optical flow. Artificial intelligence, 17(1-3): 185-203.

Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Eos, Transactions American Geophysical Union, 14(1): 446-460.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative morphology. GSA Bulletin, 56(3): 275-370.

Hurtig, E., Grosswig, S., Kuhn, K., 1997. Distributed fibre optic temperature sensing: A new tool for long-term and short-term temperature monitoring in boreholes. Energy Sources, 19(1): 55-62.

Imholt, C., Soulsby, C., Malcolm, I., Gibbins, C., 2013. Influence of contrasting riparian forest cover on stream temperature dynamics in salmonid spawning and nursery streams. Ecohydrology, 6(3): 380-392.

Iribar, A., Sánchez-Pérez, J.M., Lyautey, E., Garabétian, F., 2008. Differentiated free-living and sediment-attached bacterial community structure inside and outside denitrification hotspots in the river–groundwater interface. Hydrobiologia, 598(1): 109-121.

Iwamoto, T. et al., 2000. Monitoring impact of in situ biostimulation treatment on groundwater bacterial community by DGGE. FEMS Microbiology Ecology, 32(2): 129-141.

Jaunat, J. et al., 2012. Hydrochemical data and groundwater dating to infer differential flowpaths through weathered profiles of a fractured aquifer. Appl. Geochem., 27(10): 2053-2067.

Johansson, J., Bolmgren, K., Jonze'n, N., 2013. Climate change and the optimal flowering time of annual plants in seasonal environments. Glob. Change Biol., 19(1): 197-207.

Johnson, M., Wilby, R., 2013. Shield or not to Shield: Effects of Solar Radiation on Water Temperature Sensor Accuracy. Water, 5(4): 1622-1637.

Jouzel, J., Lorius, C., 1999. Climate evolution: from the recent past to the future. Comptes Rendus Acad. Sci. Ser II-A, 328(4): 229-239.

Junk, W.J., Bayley, P.B., Sparks, R.E., 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences, 106(1): 110-127.

Kalbus, E., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater? surface water interactions: a review. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 10(6): 873-887.

Käser, D.H., Binley, A., Heathwaite, A.L., Krause, S., 2009. Spatio-temporal variations of hyporheic flow in a riffle-step-pool sequence. Hydrological Processes: An International Journal, 23(15): 2138-2149.

Kim, H., Lee, J.-Y., Park, Y., Hyun, Y., Lee, K.-K., 2014. Groundwater and stream water exchange revealed by water chemistry in a hyporheic zone of agricultural area. Paddy and water environment, 12(1): 89-101.

Kim, S.D., Cho, J., Kim, I.S., Vanderford, B.J., Snyder, S.A., 2007. Occurrence and removal of pharmaceuticals and endocrine disruptors in South Korean surface, drinking, and waste waters. Water research, 41(5): 1013-1021.

Kinouchi, T., Yagi, H., Miyamoto, M., 2007. Increase in stream temperature related to anthropogenic heat input from urban wastewater. Journal of Hydrology, 335(1-2): 78-88.

Kirchner, J.W., 2016. Aggregation in environmental systems–Part 2: Catchment mean transit times and young water fractions under hydrologic nonstationarity. Hydrology and Earth System Sciences, 20(1): 299-328.

Kobayashi, D., 1985. Separation of the snowmelt hydrograph by stream temperatures. Journal of Hydrology, 76(1-2): 155-162.

Kolbe, T. et al., 2016. Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. Journal of Hydrology, 543: 31-46.

Koster, R. et al., 1986. Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GCM. Geophysical Research Letters, 13(2): 121-124.

Kothandaraman, V., 1971. Analysis of water temperature variations in large river. Journal of the Sanitary Engineering Division, 97(1): 19-31.

Kramer, D.L., McClure, M., 1982. Aquatic surface respiration, a widespread adaptation to hypoxia in tropical fresh-water fishes. Environ. Biol. Fishes, 7(1): 47-55.

Krause, S., Blume, T., 2013. Impact of seasonal variability and monitoring mode on the adequacy of fiber- optic distributed temperature sensing at aquifer- river interfaces. Water Resources Research, 49(5): 2408-2423.

Krause, S., Blume, T., Cassidy, N., 2012. Investigating patterns and controls of groundwater up-welling in a lowland river by combining Fibre-optic Distributed Temperature Sensing with observations of vertical hydraulic gradients. Hydrology and Earth System Sciences, 16(6): 1775-1792.

Krause, S., Tecklenburg, C., Munz, M., Naden, E., 2013a. Streambed nitrogen cycling beyond the hyporheic zone: Flow controls on horizontal patterns and depth distribution of nitrate and dissolved oxygen in the upwelling groundwater of a lowland river. J. Geophys. Res.-Biogeosci., 118(1): 54-67.

Krause, S., Tecklenburg, C., Munz, M., Naden, E., 2013b. Streambed nitrogen cycling beyond the hyporheic zone: Flow controls on horizontal patterns and depth distribution of nitrate and dissolved oxygen in the upwelling groundwater of a lowland river. Journal of Geophysical Research, 118(1): 54-67.

Kroeze, C. et al., 2016. Global modelling of surface water quality: a multi-pollutant approach. Curr. Opin. Environ. Sustain., 23: 35-45.

Kruitbos, L.M. et al., 2012. Hydroclimatic and hydrochemical controls on Plecoptera diversity and distribution in northern freshwater ecosystems. Hydrobiologia, 693(1): 39-53.

Kunkle, G.R., 1965. Computation of ground-water discharge to streams during floods, or to individual reaches during base flow, by use of specific conductance. US Geol. Surv., Prof. Pap: 207-210.

Kurth, A.M., Weber, C., Schirmer, M., 2015. How effective is river restoration in re-establishing groundwater-surface water interactions? - A case study. Hydrology and Earth System Sciences, 19(6): 2663-2672.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terr. Nova, 23(3): 145-161.

Lalot, E. et al., 2015. Quantification of the contribution of the Beauce groundwater aquifer to the discharge of the Loire River using thermal infrared satellite imaging. Hydrology and Earth System Sciences, 19(11): 4479-4492.

Lane, C.R., Flotemersch, J.E., Blocksom, K.A., Decelles, S., 2007a. Effect of sampling method on diatom composition for use in monitoring and assessing large river condition. River Research and Applications, 23(10): 1126-1146.

Lane, P.N.J., Feikema, P.M., Sherwin, C.B., Peel, M.C., Freebairn, A., 2007b. Physically-Based Prediction of Water Yield from Disturbed Forested Water Supply Catchments. Modsim 2007: International Congress on Modelling and Simulation: Land, Water and Environmental Management: Integrated Systems for Sustainability. Modelling & Simulation Soc Australia & New Zealand Inc, Christchurch, 2953-2959 pp.

Lane, S.N., 2007. Assessment of rainfall-runoff models based upon wavelet analysis. Hydrological Processes, 21(5): 586-607.

Lapham, W.W., 1989. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. 2337.

Lauer, F., Frede, H.G., Breuer, L., 2013. Uncertainty assessment of quantifying spatially concentrated groundwater discharge to small streams by distributed temperature sensing. Water Resources Research, 49(1): 400-407.

Lawler, J.J., Shafer, S.L., Blaustein, A.R., 2010. Projected Climate Impacts for the Amphibians of the Western Hemisphere. Conserv. Biol., 24(1): 38-50.

LeBlanc, R.T., Brown, R.D., FitzGibbon, J.E., 1997. Modeling the effects of land use change on the water temperature in unregulated urban streams. J. Environ. Manage., 49(4): 445-469.

Lee, D.R., Hynes, H., 1978. Identification of groundwater discharge zones in a reach of Hillman Creek in southern Ontario. Water Quality Research Journal, 13(1): 121-134.

Leonard, B.P., 1991. The ultimate conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. Comput. Meth. Appl. Mech. Eng., 88(1): 17-74.

Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I., 1990. Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge, 8. Heise Hannover.

Leung, L.R., Wigmosta, M.S., 1999. Potential climate chance impacts on mountain watersheds in the Pacific Northwest. Journal of the American Water Resources Association, 35(6): 1463-1471.

Li, G., Jackson, C.R., Kraseski, K.A., 2012. Modeled riparian stream shading: Agreement with field measurements and sensitivity to riparian conditions. Journal of Hydrology, 428-429: 142-151.

Libelo, E.L., MacIntyre, W.G., 1994. Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface. Applied Hydrogeology, 2(4): 49-54.

Lisi, P.J., Schindler, D.E., Bentley, K.T., Pess, G.R., 2013. Association between geomorphic attributes of watersheds, water temperature, and salmon spawn timing in Alaskan streams. Geomorphology, 185: 78-86.

Lisi, P.J., Schindler, D.E., Cline, T.J., Scheuerell, M.D., Walsh, P.B., 2015. Watershed geomorphology and snowmelt control stream thermal sensitivity to air temperature. Geophysical Research Letters, 42(9): 3380-3388.

Loheide, S.P., Gorelick, S.M., 2006. Quantifying stream-aquifer interactions through the analysis of remotely sensed thermographic profiles and in situ temperature histories. Environmental Science & Technology, 40(10): 3336-3341.

Lowry, C.S., Walker, J.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2007. Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. Water Resources Research, 43(10): 9.

Lupon, A., Bernal, S., Poblador, S., Martí, E., Sabater, F., 2016. The influence of riparian evapotranspiration on stream hydrology and nitrogen retention in a subhumid Mediterranean catchment. Hydrology and Earth System Sciences, 20(9): 3831-3842.

Lupon, A., Ledesma, J.L., Bernal, S., 2018. Riparian evapotranspiration is essential to simulate streamflow dynamics and water budgets in a Mediterranean catchment. Hydrology and Earth System Sciences, 22(7): 4033-4045.

Macknick, J., Newmark, R., Heath, G., Hallett, K.C., 2012. Operational water consumption and withdrawal factors for electricity generating technologies: a review of existing literature. Environ. Res. Lett., 7(4): 045802.

Madden, N., Lewis, A., Davis, M., 2013. Thermal effluent from the power sector: an analysis of once-through cooling system impacts on surface water temperature. Environ. Res. Lett., 8(3): 035006.

Magoulick, D.D., Kobza, R.M., 2003. The role of refugia for fishes during drought: a review and synthesis. Freshwater Biology, 48(7): 1186-1198.

Mahe, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. Journal of Hydrology, 300(1-4): 33-43.

Maheu, A., Caissie, D., St-Hilaire, A., El-Jabi, N., 2014. River evaporation and corresponding heat fluxes in forested catchments. Hydrological Processes, 28(23): 5725-5738.

Malard, F., Hervant, F., 1999. Oxygen supply and the adaptations of animals in groundwater. Freshwater Biology, 41(1): 1-30.

Malcolm, I.A., Hannah, D.M., Donaghy, M.J., Soulsby, C., Youngson, A.F., 2004. The influence of riparian woodland on the spatial and temporal variability of stream water temperatures in an upland salmon stream. Hydrology and Earth System Sciences, 8(3): 449-459.

Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A., Rank, D., 2002. Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneealpe, Austria, by modelling of environmental 18O and 3H isotopes. Journal of Hydrology, 256(1-2): 48-59.

Mamer, E.A., Lowry, C.S., 2013. Locating and quantifying spatially distributed groundwater/surface water interactions using temperature signals with paired fiber-optic cables. Water Resources Research, 49(11): 7670-7680.

Martínez-Mena, M., Albaladejo, J., Castillo, V., 1998. Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. Hydrological processes, 12(5): 741-754.

Matheswaran, K., Blemmer, M., Thorn, P., Rosbjerg, D., Boegh, E., 2015. Investigation of Stream Temperature Response to Non-Uniform Groundwater Discharge in a Danish Lowland Stream. River Research and Applications, 31(8): 975-992.

Matthews, K.R., Berg, N.H., Azuma, D.L., Lambert, T.R., 1994. Cool water formation and trout habitat use in a deep pool in the sierra-nevada, california. Transactions of the American Fisheries Society, 123(4): 549-564.

McCallum, J.L., Cook, P.G., Berhane, D., Rumpf, C., McMahon, G.A., 2012. Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. Journal of Hydrology, 416: 118-132.

McDonnell, J.J. et al., 2010. How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modelling and analysis. Hydrological Processes, 24(12): 1745-1754.

McGuire, K. et al., 2005. The role of topography on catchment-scale water residence time. Water Resources Research, 41(5).

Meehl, G.A. et al., 2012. Relative outcomes of climate change mitigation related to global temperature versus sea-level rise. Nat. Clim. Chang., 2(8): 576-580.

Meinhardt-Llopis, E., Pérez, J.S., Kondermann, D., 2013. Horn-schunck optical flow with a multi-scale strategy. Image Processing on line, 2013: 151-172.

Meyer, A., Meyer, E.I., 2000. Discharge regime and the effect of drying on macroinvertebrate communities in a temporary karst stream in East Westphalia (Germany). Aquat. Sci., 62(3): 216-231.

Middelkoop, H. et al., 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. Climatic change, 49(1-2): 105-128.

Moatar, F., Gailhard, J., 2006. Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881. Comptes Rendus Geoscience, 338(5): 319-328.

Moatar, F., Meybeck, M., Poirel, A., 2009. Daily variability and its implication on long term river water quality surveys: the Middle Loire example. Houille Blanche-Rev. Int.(4): 91-99.

Moffett, K.B. et al., 2008. Processes controlling the thermal regime of saltmarsh channel beds. Environmental Science & Technology, 42(3): 671-676.

Mohseni, O., Stefan, H.G., 1999. Stream temperature air temperature relationship: a physical interpretation. Journal of Hydrology, 218(3-4): 128-141.

Mohseni, O., Stefan, H.G., 2001. Water budgets of two watersheds in different climatic zones under projected climate warming. Climatic Change, 49(1-2): 77-104.

Mohseni, O., Stefan, H.G., Eaton, J.G., 2003. Global warming and potential changes in fish habitat in US streams. Climatic Change, 59(3): 389-409.

Molina-Navarro, E., Andersen, H.E., Nielsen, A., Thodsen, H., Trolle, D., 2018. Quantifying the combined effects of land use and climate changes on stream flow and nutrient loads: A modelling approach in the Odense Fjord catchment (Denmark). Science of the Total Environment, 621: 253-264.

Monk, W.A., Wilbur, N.M., Curry, R.A., Gagnon, R., Faux, R.N., 2013. Linking landscape variables to cold water refugia in rivers. J. Environ. Manage., 118: 170-176.

Moss, B., 2010. Climate change, nutrient pollution and the bargain of Dr Faustus. Freshwater Biology, 55: 175-187.

Mouhri, A. et al., 2013. Designing a multi-scale sampling system of stream–aquifer interfaces in a sedimentary basin. Journal of Hydrology, 504: 194-206.

Mullinger, N.J., Pates, J.M., Binley, A.M., Crook, N.P., 2009. Controls on the spatial and temporal variability of Rn-222 in riparian groundwater in a lowland Chalk catchment. Journal of Hydrology, 376(1-2): 58-69.

Munz, M., Oswald, S.E., Schmidt, C., 2016. Analysis of riverbed temperatures to determine the geometry of subsurface water flow around in-stream geomorphological structures. Journal of Hydrology, 539: 74-87.

Mutz, M., Rohde, A., 2003. Processes of surface-subsurface water exchange in a low energy sand-bed stream. Int. Rev. Hydrobiol., 88(3-4): 290-303.

Mwakanyamale, K., Slater, L., Day-Lewis, F., Elwaseif, M., Johnson, C., 2012. Spatially variable stage-driven groundwater-surface water interaction inferred from time-frequency analysis of distributed temperature sensing data. Geophysical Research Letters, 39: 6.

Naden, P.S., 1992. Spatial variability in flood estimation for large catchments: the exploitation of channel network structure. Hydrological Sciences Journal, 37(1): 53-71.

Nathan, R., McMahon, T., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water resources research, 26(7): 1465-1473.

Neilson, B.T., Hatch, C.E., Ban, H., Tyler, S.W., 2010. Solar radiative heating of fiber-optic cables used to monitor temperatures in water. Water Resources Research, 46(8).

Newell, A.D., Skjelkvåle, B.L., 1997. Acidification trends in surface waters in the international program on acidification of rivers and lakes. Water, air, and soil pollution, 93(1-4): 27-57.

Nielsen, J.L., Lisle, T.E., Ozaki, V., 1994. Thermally stratified pools and their use by steelhead in northern california streams. Transactions of the American Fisheries Society, 123(4): 613-626.

Nijssen, B., O'Donnell, G.M., Hamlet, A.F., Lettenmaier, D.P., 2001. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. Climatic Change, 50(1-2): 143-175.

Norman, F.A., Cardenas, M.B., 2014. Heat transport in hyporheic zones due to bedforms: An experimental study. Water Resources Research, 50(4): 3568-3582.

O'Driscoll, M.A., DeWalle, D.R., 2006. Stream-air temperature relations to classify stream-ground water interactions. Journal of Hydrology, 329(1-2): 140-153.

Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M., Fujihara, J.i., 2001. The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. Hydrological Processes, 15(10): 1693-1706.

Ouellet, V., Secretan, Y., St-Hilaire, A., Morin, J., 2014. Water temperature modelling in a controlled environment: comparative study of heat budget equations. Hydrological Processes, 28(2): 279-292.

Pagliai, M., Vignozzi, N., Pellegrini, S., 2004. Soil structure and the effect of management practices. Soil and Tillage Research, 79(2): 131-143.

Pascoal, C., Cássio, F., Marcotegui, A., Sanz, B., Gomes, P., 2005. Role of fungi, bacteria, and invertebrates in leaf litter breakdown in a polluted river. J. N. Am. Benthol. Soc., 24(4): 784-797.

Petrides, A.C. et al., 2011. Shade estimation over streams using distributed temperature sensing. Water Resources Research, 47: 4.

Piao, S. et al., 2010. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. Nature, 467(7311): 43.

Pimm, S.L. et al., 2014. The biodiversity of species and their rates of extinction, distribution, and protection. Science, 344(6187): 987-+.

Pittroff, M., Frei, S., Gilfedder, B., 2017. Quantifying nitrate and oxygen reduction rates in the hyporheic zone using 222Rn to upscale biogeochemical turnover in rivers. Water Resources Research, 53(1): 563-579.

Poblador, S., Thomas, Z., Rousseau-Gueutin, P., Sabaté, S., Sabater, F., 2018. Riparian forest transpiration under the current and projected Mediterranean climate: Effects on soil water and nitrate uptake. Ecohydrology, 0(0): e2043.

Polade, S.D., Gershunov, A., Cayan, D.R., Dettinger, M.D., Pierce, D.W., 2017. Precipitation in a warming world: Assessing projected hydro-climate changes in California and other Mediterranean climate regions. Sci Rep, 7.

Poole, G.C., Berman, C.H., 2001. An ecological perspective on in-stream temperature: Natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation. Environ. Manage., 27(6): 787-802.

Postel, S.L., Daily, G.C., Ehrlich, P.R., 1996. Human appropriation of renewable fresh water. Science, 271(5250): 785-788.

Poulsen, J.R., Sebok, E., Duque, C., Tetzlaff, D., Engesgaard, P.K., 2015. Detecting groundwater discharge dynamics from point-to-catchment scale in a lowland stream: combining hydraulic and tracer methods. Hydrology and Earth System Sciences, 19(4): 1871-1886.

Puleo, J.A., McKenna, T.E., Holland, K.T., Calantoni, J., 2012. Quantifying riverine surface currents from time sequences of thermal infrared imagery. Water Resources Research, 48: 20.

Raptis, C.E., Pfister, S., 2016. Global freshwater thermal emissions from steam-electric power plants with once-through cooling systems. Energy, 97: 46-57.

Raptis, C.E., van Vliet, M.T.H., Pfister, S., 2016. Global thermal pollution of rivers from thermoelectric power plants. Environ. Res. Lett., 11(10).

Rawitz, E., Engman, E.T., Cline, G.D., 1970. Use of the mass balance method for examining the role of soils in controlling watershed performance. Water Resources Research, 6(4): 1115-1123.

Read, T. et al., 2014. Active-Distributed Temperature Sensing to continuously quantify vertical flow in boreholes. Water Resources Research, 50(5): 3706-3713.

Reid, I.S., 2007. Influence of motorboat use on thermal refuges and implications to salmonid physiology in the lower Rogue river, Oregon. North Am. J. Fish Manage., 27(4): 1162-1173.

Reid, J., MacLeod, D., Cresser, M.S., 1981. Factors affecting the chemistry of precipitation and river water in an upland catchment. Journal of Hydrology, 50: 129-145.

Reist, J.D. et al., 2006. Effects of climate change and UV radiation on fisheries for Arctic freshwater and anadromous species. Ambio, 35(7): 402-410.

Rosenberry, D.O., Briggs, M.A., Delin, G., Hare, D.K., 2016. Combined use of thermal methods and seepage meters to efficiently locate, quantify, and monitor focused groundwater discharge to a sand-bed stream. Water Resources Research, 52(6): 4486-4503.

Rosenqvist, I.T., 1978. Acid precipitation and other possible sources for acidification of rivers and lakes. Science of the Total Environment, 10: 271-272.

Roshan, H., Young, M., Andersen, M.S., Acworth, R.I., 2014. Limitations of fibre optic distributed temperature sensing for quantifying surface water groundwater interactions. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 11(7): 8167-8190.

Rost, S. et al., 2008. Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system. Water Resources Research, 44(9).

Rowe, L.K., Taylor, C.H., 1994. Hydrology and related changes after harvesting native forest catchments and establishing pinus-radiata plantations. 3. stream temperatures. Hydrological Processes, 8(4): 299-310.

Ruehl, C. et al., 2006. Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream. Journal of Hydrology, 330(1-2): 235-248.

Ruprecht, J.K., Schofield, N.J., 1989. Analysis of streamflow generation following deforestation in southwest western-australia. Journal of Hydrology, 105(1-2): 1-17.

Rushton, K., 2007. Representation in regional models of saturated river–aquifer interaction for gaining/losing rivers. Journal of Hydrology, 334(1-2): 262-281.

Russo, S. et al., 2014. Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. J. Geophys. Res.-Atmos., 119(22): 12500-12512.

Sahin, V., Hall, M.J., 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yields. Journal of hydrology, 178(1-4): 293-309.

Savary, S., Rousseau, A.N., Quilbe, R., 2009. Assessing the Effects of Historical Land Cover Changes on Runoff and Low Flows Using Remote Sensing and Hydrological Modeling. J. Hydrol. Eng., 14(6): 575-587.

Sawyer, R., 1963. Effect of urbanization on storm discharge and ground-water recharge in Nassau County, New York. US Geological Survey Professional Paper, 475: 185-187.

Sayde, C., Thomas, C.K., Wagner, J., Selker, J., 2015. High-resolution wind speed measurements using actively heated fiber optics. Geophysical Research Letters, 42(22): 10064-10073.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology journal, 10(1): 18-39.

Scanlon, B.R. et al., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. Hydrological Processes: An International Journal, 20(15): 3335-3370.

Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barrett, M.E., Smith, B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. Journal of hydrology, 276(1-4): 137-158.

Schneider, P., Hook, S.J., 2010. Space observations of inland water bodies show rapid surface warming since 1985. Geophysical Research Letters, 37: 5.

Sebok, E., Duque, C., Engesgaard, P., Boegh, E., 2015. Application of Distributed Temperature Sensing for coupled mapping of sedimentation processes and spatio-temporal variability of groundwater discharge in soft-bedded streams. Hydrological Processes, 29(15): 3408-3422.

Sebok, E. et al., 2013. High-resolution distributed temperature sensing to detect seasonal groundwater discharge into Lake Vaeng, Denmark. Water Resources Research, 49(9): 5355-5368.

Selker, F., Selker, J.S., 2014. Flume testing of underwater seep detection using temperature sensing on or just below the surface of sand or gravel sediments. Water Resources Research, 50(5): 4530-4534.

Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006a. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophysical Research Letters, 33(24).

Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006b. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophys. Res. Lett., 33(24): L24401.

Selker, J.S. et al., 2006c. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12): 8.

Selker, J.S. et al., 2006d. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12).

Selker, J.S., Tyler, S., van de Giesen, N., 2014. Comment on "Capabilities and limitations of tracing spatial temperature patterns by fiber-optic distributed temperature sensing" by Liliana Rose et al. Water Resources Research, 50(6): 5372-5374.

Selker, J.S., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006e. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophysical Research Letters, 33(24).

Sellwood, S.M., Hart, D.J., Bahr, J.M., 2015. Evaluating the Use of In-Well Heat Tracer Tests to Measure Borehole Flow Rates. Ground Water Monitoring and Remediation, 35(4): 85-94.

Sharpley, A.N. et al., 1994. Managing agricultural phosphorus for protection of surface waters: Issues and options. J. Environ. Qual., 23(3): 437-451.

Shi, P.-J. et al., 2007. The effect of land use/cover change on surface runoff in Shenzhen region, China. Catena, 69(1): 31-35.

Shope, C.L. et al., 2012. Influence of a large fluvial island, streambed, and stream bank on surface water-groundwater fluxes and water table dynamics. Water Resources Research, 48: 18.

Silliman, S.E., Booth, D.F., 1993. Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana. Journal of Hydrology, 146: 131-148.

Sillmann, J., Donat, M.G., Fyfe, J.C., Zwiers, F.W., 2014. Observed and simulated temperature extremes during the recent warming hiatus. Environ. Res. Lett., 9(6).

Sims, J.T., Simard, R.R., Joern, B.C., 1998. Phosphorus loss in agricultural drainage: Historical perspective and current research. J. Environ. Qual., 27(2): 277-293.

Sinan, M., Belhouji, A., 2016. Impact of the Climate Change on the climate and the water resources of Morocco on horizons 2020, 2050 and 2080 and measures of adaptation. Houille Blanche-Rev. Int.(4): 32-39.

Sinclair, J., Ghiorse, W., 1989. Distribution of aerobic bacteria, protozoa, algae, and fungi in deep subsurface sediments. Geomicrobiology Journal, 7(1-2): 15-31.

Skaggs, R.W., Breve, M., Gilliam, J., 1994. Hydrologic and water quality impacts of agricultural drainage. Critical reviews in environmental science and technology, 24(1): 1-32.

Slater, L.D. et al., 2010. Use of electrical imaging and distributed temperature sensing methods to characterize surface water-groundwater exchange regulating uranium transport at the Hanford 300 Area, Washington. Water Resources Research, 46: 13.

Slichter, C.S., 1905. Field measurements of the rate of movement of underground waters. United States Geological Survey Water-Supply and Irrigation Paper, 140.

Sloto, R.A., Crouse, M.Y., 1996. HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis.

Smith, J.W.N. et al., 2008. Groundwater-surface water interactions, nutrient fluxes and ecological response in river corridors: Translating science into effective environmental management. Hydrological Processes, 22(1): 151-157.

Souchon, Y., Tissot, L., 2012. Synthesis of thermal tolerances of the common freshwater fish species in large Western Europe rivers. Knowl. Manag. Aquat. Ecosyst.(405).

Soulsby, C., Tetzlaff, D., Rodgers, P., Dunn, S., Waldron, S., 2006. Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: an initial evaluation. Journal of Hydrology, 325(1-4): 197-221.

St-Hilaire, A., Morin, G., El-Jabi, N., Caissie, D., 2000. Water temperature modelling in a small forested stream: implication of forest canopy and soil temperature. Canadian Journal of Civil Engineering, 27(6): 1095-1108.

Stallman, W.R., 1965. Steady One-Dimensional Fluid Flow in a Semi-Infinite Porous Medium With Sinusoidal Surface Temperature, 70, 2821-2827 pp.

Stanford, J.A., Ward, J.V., 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers - connectivity and the hyporheic corridor. J. N. Am. Benthol. Soc., 12(1): 48-60.

Steele-Dunne, S.C. et al., 2010. Feasibility of soil moisture estimation using passive distributed temperature sensing. Water Resources Research, 46: 12.

Stefan, H.G., Sinokrot, B.A., 1993. Projected global climate-change impact on water temperatures in 5 north central united-states streams. Climatic Change, 24(4): 353-381.

Stoddard, J.L. et al., 1999. Regional trends in aquatic recovery from acidification in North America and Europe. Nature, 401(6753): 575.

Stonestrom, D.A., Constantz, J., 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams, 1260. US Department of the Interior, US Geological Survey.

Stonestrom, D.A., Constantz, J., 2004. Using temperature to study stream-ground water exchanges. 2327-6932.

Story, A., Moore, R.D., Macdonald, J.S., 2003. Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads: downstream cooling linked to subsurface hydrology. Can. J. For. Res.-Rev. Can. Rech. For., 33(8): 1383-1396.

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. GSA Bulletin, 63(11): 1117-1142.

Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Eos, Transactions American Geophysical Union, 38(6): 913-920.

Suárez, F., Hausner, M.B., Dozier, J., Selker, J.S., Tyler, S.W., 2011. Heat transfer in the environment: Development and use of fiber-optic distributed temperature sensing, Developments in Heat Transfer. InTech.

Swansburg, E., Chaput, G., Moore, D., Caissie, D., El-Jabi, N., 2002. Size variability of juvenile Atlantic salmon: links to environmental conditions. Journal of Fish Biology, 61(3): 661-683.

T. Larned, S., Unwin, M.J., Boustead, N.C., 2014. Ecological dynamics in the riverine aquifers of a gaining and losing river. Freshwater Science, 34(1): 245-262.

T. Macan, T., 1958. The temperature of a small stony stream, 12, 89-106 pp.

Tague, C., Grant, G.E., 2009. Groundwater dynamics mediate low-flow response to global warming in snow-dominated alpine regions. Water Resources Research, 45(7).

Tang, T. et al., 2018. Dynamical response of Mediterranean precipitation to greenhouse gases and aerosols. Atmos. Chem. Phys., 18(11): 8439-8452.

Taniguchi, M. et al., 1999a. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 1. An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan. Water Resources Research, 35(5): 1507-1517.

Taniguchi, M., Uemura, T., Sakura, Y., 2005. Effects of urbanization and groundwater flow on subsurface temperature in three megacities in Japan. Journal of Geophysics and Engineering, 2(4): 320-325.

Taniguchi, M., Williamson, D.R., Peck, A.J., 1999b. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest Western Australia. Water Resources Research, 35(5): 1519-1529.

Theurer, F.D., Lines, I., Nelson, T., 1985. Interaction between riparian vegetation, water temperature, and salmonid habitat in the tucannon river. Water Resour. Bull., 21(1): 53-64.

Thierfelder, C., Wall, P.C., 2009. Effects of conservation agriculture techniques on infiltration and soil water content in Zambia and Zimbabwe. Soil and tillage research, 105(2): 217-227.

Thodsen, H., 2007. The influence of climate change on stream flow in Danish rivers. Journal of Hydrology, 333(2-4): 226-238.

Thomas, Z., Abbott, B., Troccaz, O., Baudry, J., Pinay, G., 2016a. Proximate and ultimate controls on carbon and nutrient dynamics of small agricultural catchments. Biogeosciences, 13(6): 1863-1875.

Thomas, Z. et al., 2019. Long-term ecological observatories needed to understand ecohydrological systems in the Anthropocene: a catchment-scale case study in Brittany, France. Regional Environmental Change.

Thomas, Z. et al., 2016b. Constitution of a catchment virtual observatory for sharing flow and transport models outputs. Journal of Hydrology, 543: 59-66.

Tilman, D., Cassman, K.G., Matson, P.A., Naylor, R., Polasky, S., 2002. Agricultural sustainability and intensive production practices. Nature, 418: 671.

Tonolla, D., Acuna, V., Uehlinger, U., Frank, T., Tockner, K., 2010. Thermal Heterogeneity in River Floodplains. Ecosystems, 13(5): 727-740.

Tonolla, D., Wolter, C., Ruhtz, T., Tockner, K., 2012. Linking fish assemblages and spatiotemporal thermal heterogeneity in a river-floodplain landscape using high-resolution airborne thermal infrared remote sensing and in-situ measurements. Remote Sensing of Environment, 125: 134-146.

Torgersen, C.E., Faux, R.N., McIntosh, B.A., Poage, N.J., Norton, D.J., 2001. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. Remote Sensing of Environment, 76(3): 386-398.

Toth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of geophysical research, 68(16): 4795-4812.

Tristram, D.A. et al., 2015. Identifying spatial and temporal dynamics of proglacial groundwater-surface-water exchange using combined temperature-tracing methods. Freshwater Science, 34(1): 99-110.

Trolle, D. et al., 2015. Projecting the future ecological state of lakes in Denmark in a 6 degree warming scenario. Clim. Res., 64(1): 55-72.

Tyler, S.W. et al., 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. Water Resources Research, 45: 11.

van Balen, R.T., Kasse, C., De Moor, J., 2008. Impact of groundwater flow on meandering; example from the Geul River, The Netherlands. Earth Surface Processes and Landforms, 33(13): 2010-2028.

van Bochove, E. et al., 2006. Indicator of risk of water contamination by phosphorus from Canadian agricultural land. Water Sci. Technol., 53(2): 303-310.

van de Giesen, N. et al., 2012. Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 12(5): 5471-5485.

Van der Bruggen, B., Vandecasteele, C., 2003. Removal of pollutants from surface water and groundwater by nanofiltration: overview of possible applications in the drinking water industry. Environ. Pollut., 122(3): 435-445.

van Vliet, M.T.H., Ludwig, F., Zwolsman, J.J.G., Weedon, G.P., Kabat, P., 2011. Global river temperatures and sensitivity to atmospheric warming and changes in river flow. Water Resources Research, 47: 19.

van Vliet, M.T.H., Sheffield, J., Wiberg, D., Wood, E.F., 2016. Impacts of recent drought and warm years on water resources and electricity supply worldwide. Environ. Res. Lett., 11(12).

Vatland, S.J., Gresswell, R.E., Poole, G.C., 2015. Quantifying stream thermal regimes at multiple scales: Combining thermal infrared imagery and stationary stream temperature data in a novel modeling framework. Water Resources Research, 51(1): 31-46.

Vidon, P. et al., 2010a. Hot spots and hot moments in riparian zones: Potential for improved water quality management. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.

Vidon, P. et al., 2010b. Hot Spots and Hot Moments in Riparian Zones: Potential for Improved Water Quality Management1. Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.

Viessman Jr, W., 1966. The hydrology of small impervious areas. Water Resources Research, 2(3): 405-412.

Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R.B., 2000. Global water resources: vulnerability from climate change and population growth. Science, 289(5477): 284-288.

Vörösmarty, C.J. et al., 2005. Fresh water. Millennium ecosystem assessment, 1: 165-207.

Wada, Y., Van Beek, L.P., Wanders, N., Bierkens, M.F., 2013. Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. Environ. Res. Lett., 8(3): 034036.

Wake, D.B., Vredenburg, V.T., 2008. Are we in the midst of the sixth mass extinction? A view from the world of amphibians. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., 105: 11466-11473.

Ward, J., 1963. Annual variation of stream water temperature. Journal of the Sanitary Engineering Division, 89(6): 1-16.

Wawrzyniak, V. et al., 2016. Effects of geomorphology and groundwater level on the spatio-temporal variability of riverine cold water patches assessed using thermal infrared (TIR) remote sensing. Remote Sensing of Environment, 175: 337-348.

Wawrzyniak, V., Piegay, H., Poirel, A., 2012. Longitudinal and temporal thermal patterns of the French Rhne River using Landsat ETM plus thermal infrared images. Aquat. Sci., 74(3): 405-414.

Webb, B.W., Hannah, D.M., Moore, R.D., Brown, L.E., Nobilis, F., 2008. Recent advances in stream and river temperature research. Hydrological Processes, 22(7): 902-918.

Webb, B.W., Walling, D.E., 1993. Longer-term water temperature behaviour in an upland stream. Hydrological Processes, 7(1): 19-32.

Webb, B.W., Walling, D.E., 1996. Long-term variability in the thermal impact of river impoundment and regulation. Applied Geography, 16(3): 211-223.

Webb, B.W., Walling, D.E., 1997. Complex summer water temperature behaviour below a UK regulating reservoir. Regul. Rivers-Res. Manage., 13(5): 463-477.

Webb, B.W., Zhang, Y., 1997. Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. Hydrological Processes, 11(1): 79-101.

Webb, B.W., Zhang, Y., 1999. Water temperatures and heat budgets in Dorset chalk water courses. Hydrological Processes, 13(3): 309-321.

Weekes, A.A., Torgersen, C.E., Montgomery, D.R., Woodward, A., Bolton, S.M., 2015. Hydrologic response to valley-scale structure in alpine headwaters. Hydrological Processes, 29(3): 356-372.

Wenderoth, D., Rosenbrock, P., Abraham, W.-R., Pieper, D., Höfle, M., 2003. Bacterial community dynamics during biostimulation and bioaugmentation experiments aiming at chlorobenzene degradation in groundwater. Microbial ecology, 46(2): 161-176.

Westhoff, M.C., Bogaard, T.A., Savenije, H.H.G., 2011a. Quantifying spatial and temporal discharge dynamics of an event in a first order stream, using distributed temperature sensing. Hydrology and Earth System Sciences, 15(6): 1945-1957.

Westhoff, M.C., Gooseff, M.N., Bogaard, T.A., Savenije, H.H.G., 2011b. Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream. Water Resources Research, 47: 13.

Westhoff, M.C. et al., 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. Hydrology and Earth System Sciences, 11(4): 1469-1480.

White, W.B., 2002. Karst hydrology: recent developments and open questions. Engineering geology, 65(2-3): 85-105.

Wildemeersch, S. et al., 2014. Coupling heat and chemical tracer experiments for estimating heat transfer parameters in shallow alluvial aquifers. Journal of Contaminant Hydrology, 169: 90-99.

Winslow, J., 1962. Effect of stream infiltration on ground water temperatures near Schenectady. NYUS Geol. Surv. Prof. Paper, 450: C125-C128.

Winter, T.C., 1995. A landscape approach to identifying environments where ground water and surface water are closely interrelated. Groundwater Management: 139-144.

Winter, T.C., 1998. Ground water and surface water: a single resource, 1139. DIANE Publishing Inc.

Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. Hydrological Processes, 13(5): 715-726.

Wrona, F.J., Prowse, T.D., Reist, J.D., 2006. Special issue - Climate change inpacts on Arctic freshwater ecosystems and fisheries. Ambio, 35(7): 325-325.

Wu, P.L., Christidis, N., Stott, P., 2013. Anthropogenic impact on Earth's hydrological cycle. Nat. Clim. Chang., 3(9): 807-810.

Wycisk, P., Weiss, H., Kaschl, A., Heidrich, S., Sommerwerk, K., 2003. Groundwater pollution and remediation options for multi-source contaminated aquifers (Bitterfeld/Wolfen, Germany). Toxicology Letters, 140: 343-351.

Zarnetske, J.P., Haggerty, R., Wondzell, S.M., Baker, M.A., 2011a. Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone. Journal of Geophysical Research, 116: G01025.

Zarnetske, J.P., Haggerty, R., Wondzell, S.M., Baker, M.A., 2011b. Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone. J. Geophys. Res.-Biogeosci., 116.

Zeeman, M.J., Selker, J.S., Thomas, C.K., 2015. Near-Surface Motion in the Nocturnal, Stable Boundary Layer Observed with Fibre-Optic Distributed Temperature Sensing. Boundary-Layer Meteorology, 154(2): 189-205.

Zhang, Y.-K., Schilling, K., 2006. Effects of land cover on water table, soil moisture, evapotranspiration, and groundwater recharge: a field observation and analysis. Journal of Hydrology, 319(1-4): 328-338.

Annexe 1

Article 4. Quantification of Hyporheic Nitrate Removal at the Reach Scale: Exposure Times vs. Residence Times

Title: Quantification of Hyporheic Nitrate Removal at the Reach Scale: Exposure Times vs. Residence Times

S. Frei[1], S. Durejka[1,2], H. Le Lay[3,4] , Z.Thomas[3,4], B.S. Gilfedder[1,2]

[1]Department of Hydrology, Bayreuth Center of Ecology and Environmental Research (BAYCEER), University of Bayreuth, Germany
[2]Limnological Research Station, Bayreuth Center of Ecology and Environmental Research (BAYCEER), University of Bayreuth, Germany
[3]UMR SAS, INRA, AGROCAMPUS OUEST, 35042 Rennes, France
[4]LTSER "Zone Atelier Armorique", Rennes, France

Corresponding author: S. Frei (sven.frei@uni-bayreuth.de)

Key Points:

- Lumped parameter modeling of hyporheic nitrate removal by applying the exposure times concept.
- Exposure time distributions are derived from analytical residence time distributions and reaction kinetics for hyporheic oxygen consumption.
- Using exposure times rather than residence times indicates low nitrate removal efficiencies for hyporheic systems.

Abstract

The rate of biogeochemical processing associated with natural degradation and transformation processes in the hyporheic zone (HZ) is one of the largest uncertainties in predicting nutrient fluxes. We present a lumped parameter (LPM) model that can be used to quantify the mass loss for nitrate in the HZ operating at the scale of river reaches to entire catchments. The model is based on using exposure times (ET) to account for the effective timescales of reactive transport in the HZ. Reach scale ET distributions are derived by removing the portion of hyporheic residence times (RT) associated with flow through the oxic zone. The model was used to quantify nitrate removal for two scenarios: 1) a 100 m generic river reach and 2) a small agricultural catchment in Brittany (France). For the field site hyporheic RT are derived from measured in-stream ^{222}Rn activities and mass balance modelling. Simulations were carried out using different types of RT distributions (exponential, power-law and gamma-type) for which ET were derived. Mass loss of nitrate in the HZ for the field site ranged from 0-0.45 kg d^{-1} depending on the RT distribution and the availability of oxygen in the streambed sediments. Simulations with power law ET distribu-

tion models only show very little removal of nitrate due to the heavy weighting towards shorter flow paths that are confined to the oxic sediments. Based on the simulation results, we suggest that ET likely lead to more realistic estimates for nutrient removal.

1. Introduction

The hyporheic zone (HZ) is an important interface between surface water and groundwater that hosts an array of biogeochemical processes contributing to nitrogen cycling and removal in river networks. Nitrate processing in the HZ results from different biogeochemical reaction pathways that are central to the self-purification capacities of river and streams [*Burgin and Hamilton*, 2007]. Heterotrophic processes such as respiratory denitrification or fermentative dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA) besides nitrate require a suitable organic carbon source. While denitrification is a permanent sink for nitrate in the HZ, fermentative DNRA is considered as an intermediate sink as it transforms nitrate into ammonium. Produced ammonium in the HZ can be converted back to nitrate by nitrification under appropriate biogeochemical conditions (i.e. presence of oxygen). Pathways for nitrate removal that do not rely on the availability of an organic carbon source (chemoautotrophic processes) include iron and sulfur driven nitrate reduction as well as anaerobic ammonium oxidation (ANAMOX).

Although, the relative contribution of the these processes to nitrate removal at the catchment scale is still unclear [*Burgin and Hamilton*, 2007], all heterotrophic and chemoautotrophic nitrate removal pathways are controlled by 1) the complex interplay of microbiology, 2) substrate availability, 3) the presence and absence of oxygen as well as 4) the hydrodynamic flow conditions in the stream [*Marzadri et al.*, 2012; *Zarnetske et al.*, 2011; *Briggs et al.*, 2014]. Oxygen availability can change within centimeters for rippled bedforms [*Kessler et al.*, 2013] to meters in gravel bars, river banks and meander bends [*Trauth et al.*, 2013; *Gu et al.*, 2012]. Stream morphological features such as riffle/pool sequences or rippled bedforms are controlling factors for the interaction between hydrology and biogeochemistry and are of particular importance for nitrate processing in river systems [*Frei et al.*, 2018]. Site specific features such as regional groundwater flow [*Trauth et al.*, 2013] or streambed morphology affect hyporheic water exchange

fluxes and residence times (RT) in the HZ [*Cardenas et al.*, 2004; *Boano et al.*, 2014]. RT have been identified as key a parameter in hyporheic nutrient removal [*Briggs et al.*, 2014; *Zarnetske et al.*, 2011].

A detailed process understanding of how hydrological and biogeochemical processes mechanistically interact in the HZ is one part of an improved and quantitative understanding of riverine nutrient cycling. The latter is especially important when assessing the impact of climate change with its potential to fundamentally change local to regional hydrological cycles, biogeochemical kinetics as well as interactions and feedbacks among these factors [*Lohse et al.*, 2009]. However, quantification of hyporheic nutrient fluxes and turnover on spatial scales beyond individual bedforms and upscaling results from local studies to catchment scales is rarely addressed in the literature. Exceptions are the work of *Gomez-Velez et al.* [2015] and *Kiel and Cardenas* [2014] who estimated denitrification capacities of the HZ for the entire Mississippi catchment and *Pittroff et al.* [2017] who quantified nitrate removal rates for a 32 km reach of the Roter Main River in South Germany.

Lumped parameter models (LPM) are modeling frameworks well suited for upscaling local nutrient cycling in the HZ to whole catchments [*Pittroff et al.*, 2017]. Instead of simulating the governing physical and biogeochemical processes explicitly, LPMs usually use some kind of probability-density function (*pdf*) to account for transport and degradation of solutes in hydrological systems. The commonly used practice of dating groundwater using radioactive conservative tracers such as ^{3}H is based on applying a LPM with an associated *pdf* to simulate a catchment's response to a known input function [*Cartwright et al.*, 2018; *Małoszewski and Zuber*, 1982; *Morgenstern et al.*, 2010]. For conservative tracers, the *pdf* is identical to the RT distribution (pdf_{RT}), defining the timescales of water transport in the subsurface. For radioactive tracers decay occurs uniformly along subsurface flow paths and RT are equal to the effective reaction times in the catchment [*Frei and Peiffer*, 2016]. However, biogeochemical processes that occur in hyporheic systems such as denitrification, sulphate reduction, and methane production are redox-sensitive and microbiologically mediated reactions that only take place under appropriate biogeochemical conditions (e.g. in the presence of bioavailable organic carbon or absence of oxygen). Conditions that

favor anaerobic processes are not uniformly distributed in non-well mixed systems such as catchments, wetlands, lake sediments or the HZ. Consequently, for redox-sensitive solutes RT are usually not equal to the timescales where biogeochemical reactions actually occur. In this case the pdf_{RT} is not an appropriate *pdf* for quantifying nutrient removal in LPMs [*Frei and Peiffer,* 2016]. One exception is oxygen which reacts immediately with organic carbon on entering the subsurface during microbial respiration.

As the HZ is a non-well mixed system exposure times (ET) instead of RT are a better estimator of the effective timescales for reactive transport. However, for the HZ, the RT is often presented as a key parameter used in quantifying hyporheic nutrient removal [*Cardenas et al.*, 2004; *Boano et al.*, 2014; *Pittroff et al.*, 2017; *Runkel,* 1998]. The concept of ET originally was introduced to account for non-uniform biogeochemical conditions in non-well mixed hydrological system such as aquifers or catchments and to characterize effective timescales available for reaction [*Ginn*, 1999; *Seeboonruang and Ginn*, 2006]. By definition, ET represent the timescales over which a material has the opportunity to react [*Oldham et al.*, 2013]. The concept of ET has been used to simulate bio-reactive transport in porous media [*Sanz-Prat et al.*, 2016] and to describe the hydrological controls on redox-sensitive reactions in wetland ecosystems [*Frei and Peiffer*, 2016].

In this work we present a LPM that can be used to quantify hyporheic nitrate removal rates in streams and rivers at reach to catchment scales by incorporating ET. We introduce a simple method to derive ET distributions (pdf_{ET}) based on a priori defined hyporheic pdf_{RT} and oxygen consumption kinetics in the HZ. The novelty of the approach is that pdf_{ET} are directly derived from analytical pdf_{RT} by introducing a so-called threshold factor that accounts for the presence of oxygen in the HZ. The LPM is first applied to a simple hypothetical scenario representing a generic river reach to study how hyporheic nitrate removal depends (1) on the shape of the hyporheic pdf_{RT} and (2) the kinetics of oxygen consumption in the streambed sediments. As a more realistic scenario the LPM is later applied to quantify hyporheic nitrate removal for a 2.3 km long stream in a sub-catchment of the International Long Term Ecosystem Research Catchment (LTSER), Brittany, France. For the field application we derive the relevant parameters for the

LPM from a Radon-222 (^{222}Rn) mass balance simulation previously described in *Frei and Gilfedder* [2015] and *Pittroff et al.* [2017].

2. Theory

As part of the LPM we assume that nitrate is permanently removed from the system by anaerobic reaction pathways. We do not account for reactions that form inorganic nitrogen species via decomposition of organic nitrogen (e.g. ammonium) or incomplete nitrate removal pathways that lead back to nitrate via oxidation. This implies that the LPM treats the HZ solely as a permanent sink for nitrogen and excludes production of nitrate in the stream sediments through nitrification. Further we do not explicitly distinguish between the various nitrate reaction pathways outlined in the introduction. Rather we assume that processes responsible for nitrate removal can be lumped into one effective kinetic model that can be applied at the reach scale and thus define nitrate removal as the mass loss of nitrate from the stream via a single bulk reaction kinetic in the HZ. The presented LPM is based on the rules of linear time-invariant (LTI) system theory. For LTI systems the in- and output variables can be mapped by applying the superposition theorem using a time-invariant impulse-response function. This LPM differs from previous models like OTIS [*Runkel*, 1998] by explicitly differentiate between timescales of water transport (RT) and effective timescales of reaction (ET) in the HZ. The LPM also includes the possibility to work with non-exponential models for representing RT and ET in the HZ, such as gamma or power law distributions. In the following we will describe how hyporheic nitrate removal is represented as part of a convolution framework that is implemented into the LPM.

2.1 Representing Nitrate Removal in the Hyporheic Zone

Nitrate removal in the HZ can be simulated for a single stream reach by 1) assuming that permanent nitrate removal occurs as soon as water infiltrates into the hyporheic sediments as commonly done in the past (i.e. RT = ET), or 2) that nitrate removal processes are initially suppressed by the presence of oxygen in shallow layers of the streambed sediments (i.e. RT ≠ ET). In the first case the pdf_{RT} [T^{-1}] can be used to describe the effective timescales of reaction, where for the second case the timescales of reaction are de-

scribed by a pdf_{ET} [T^{-1}]. By using either pdf_{RT} or pdf_{ET} as impulse-response functions, the nitrate output concentration C_{out} [ML^{-3}] for water leaving the HZ can be estimated by convolution and mass removal for a single stream reach R_{NO3} [$M\ T^{-1}$] of length Δx [L] can be quantified:

$$R_{NO3} = q_H \Delta x (C_{in} - C_{out})$$
$$C_{out}(\tau) = \int_0^{\infty} C_{in}(\tau - z) e^{-k_{NO3} z} \cdot pdf_{RT/ET}(z) dz \quad (1)$$
$$q_H = \frac{whn}{\tau_m}$$

In Equation 1, C_{out} [ML^{-3}] and C_{in} [ML^{-3}] represent the nitrate concentrations leaving and entering the HZ respectively, z [T] represents a dummy variable necessary for carrying out the integration and k_{NO3} [T^{-1}] is an effective first order reaction constant for nitrate removal processes in the HZ and q_H [L^2T^{-1}] is the steady state hyporheic water flux where the water fluxes entering and leaving the HZ are equal (net flux = 0). In this study we assume that C_{in} for a single stream reach is constant. For steady state conditions, the reach-averaged hyporheic flux q_H can be estimated based on the stream width w [L], the hyporheic exchange depth h [L] the mean RT of water in the HZ τ_m [T] and the porosity of the streambed sediments Θ [-] [*Cook*, 2013; *Runkel*, 1998]. By assuming that C_{in} is constant over a reach and applying an exponential pdf_{RT}, Equation 1 can be solved analytically yielding $C_{out} = C_{in} \cdot \frac{1}{\tau_m k_{NO3} + 1}$. For non-exponential pdf_{RT} such as power law or gamma-type models, the convolution integral in Equation 1 can be solved numerically using adaptive quadrature techniques. When the presence of oxygen suppresses nitrate removal processes, the convolution integral in Equation 1 is carried out by using a pdf_{ET} instead of a pdf_{RT}.

2.2 Deriving Exposure Time Distributions

The pdf_{ET} required to carry out the convolution in Equation 1 is derived from a corresponding reach scale pdf_{RT} that is assumed to be known a priori. For a given pdf_{RT} the basic concept of deriving pdf_{ET} is illustrated in Figure 1.

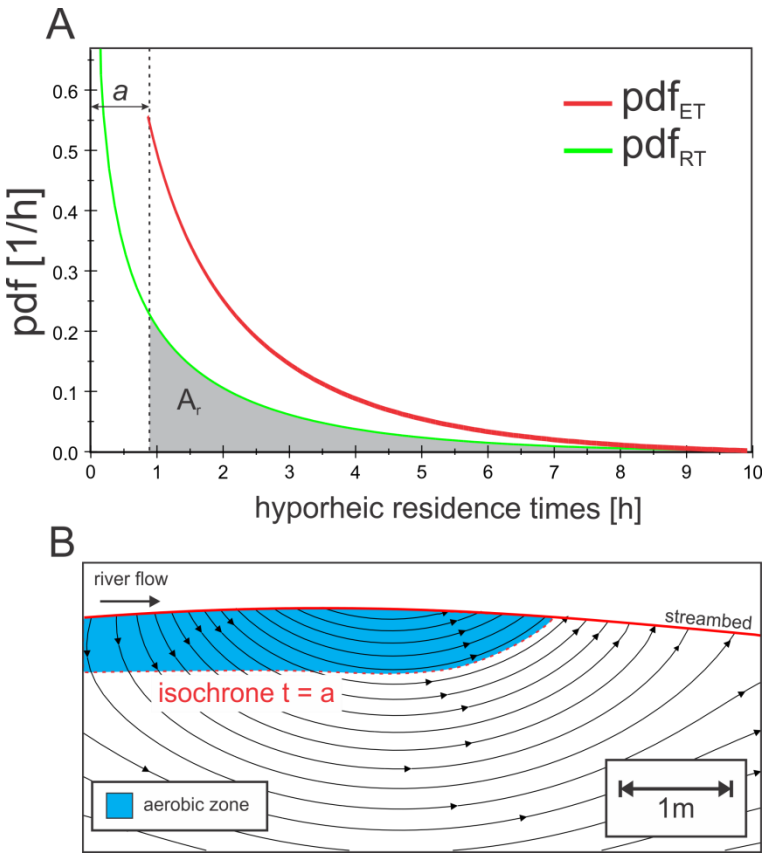


Figure 1: Deriving a pdf_{ET} from a pdf_{RT} by introducing the threshold factor *a*. 'a' represents the lag time prior to nitrate removal caused by the inhibiting presence of oxygen. An exponential distribution model was used for visualization of the underlying concept.

For a typical hyporheic flow cell (Figure 1B) the timescales of hyporheic water flow are defined by pdf_{RT} (Figure 1A). However for the situation where RT ≠ ET some of the flow paths through aerobic areas do not contribute to nitrate removal. This time lag between water infiltrating into the HZ and the initiation of nitrate removal processes can be described by introducing an isochrone a [T] (Figure 1B). Here a represents the characteristic time for which the majority of oxygen is already consumed and in the latter is referred to as threshold factor. Along flow paths where $\tau < a$ nitrate removal processes are inactive due to the presence of oxygen. Based on the specific value of a, which can be estimated from known reaction

kinetics for oxygen consumption (e.g. via respiration as presented in 2.3) the pdf_{ET} can be derived as follows:

$$pdf_{ET}(\tau') = A_r^{-1} pdf_{RT}(\tau + a)$$
$$A_r = \int_a^{\infty} pdf_{RT}(\tau)d\tau = \int_0^{\infty} pdf_{RT}(\tau + a)d\tau \quad (2)$$

In Equation 2 and as indicated in Figure 1A the expression $\tau+a$ [T] shifts the pdf_{RT} to the left by a constant time a. This shift ensures that the time classes $\tau < a$ in the pdf_{RT} do not contribute to nitrate removal if the convolution in Equation 1 is carried out from $\tau = 0$ to ∞. A_r [-] in Equation 2 represents a scaling factor that ensures that $\int_0^{\infty} pdf_{ET}(\tau')d\tau' = 1$ which is necessary to carry out the convolution integral as part of Equation 1. Finally, to estimate the mass removal of nitrate within the anaerobic areas of the HZ the effective hyporheic water flux q_{ET} [L^2T^{-1}] needs to be calculated using Equation 3. For the situation where a = 0 and RT = ET, q_{ET} is equal to q_H.

$$R_{NO3} = q_{ET}\Delta x(C_{in} - C_{out})$$
$$q_{ET} = q_H \int_a^{\infty} pdf_{RT}(\tau)d\tau = q_H \cdot A_r \quad (3)$$

2.3 Derivation of the threshold factor from reaction kinetics

The threshold factor a is the central parameter necessary to define a pdf_{ET} based on a priori known pdf_{RT}. The threshold factor can either be derived directly from field observations or alternatively from known reaction kinetics for oxygen consumption in the HZ. In both cases a represents a specific period of time needed for dissolved oxygen concentrations to drop below a critical value O_{2crit} [ML^{-3}] after which anaerobic nitrate removal pathways are initiated. O_{2crit} as part of this study is defined as the concentration where only 5% of the initial oxygen O_{2init} [ML^{-3}] is still available. Based on this 5% criterion, the time a needed to reach O_{2crit} assuming a 0^{th}-order, 1^{st}-order or Monod reaction kinetics for oxygen consumption processes can be estimated according to Equations 4-6. Here K_{O2} [$ML^{-3}T^{-1}$] and k_{O2} [T^{-1}] represent 0^{th}-

and 1st -order reaction constants respectively and v_{O2max} [$ML^{-3}T^{-1}$] is the substrate utilization rate and Ks_{O2} [ML^{-3}] is the substrate concentration at half v_{O2max} for Monod kinetics. Alternatively, measured oxygen profiles in combination with a RT tracer can also be used to derive a suitable threshold value. For example *Pittroff et al.* [2017] measured oxygen availability at various depths of the HZ and concurrently used ^{222}Rn to estimate hyporheic water RT. This resulted in an oxygen vs. RT relationship that could be used to derive the threshold factor *a* for a specific field site.

$$a = 0.95\frac{O_{2init}}{K_{O2}} \quad (4)$$

$$a = -\frac{1}{k_{O2}}\ln(0.05) \quad (5)$$

$$a = \frac{-0.95O_{2init} + Ks_{O2}\ln(0.05)}{-v_{O2max}} \quad (6)$$

3. Applications

The LPM was applied to two different cases. The first application represents a simple test case scenario of a single generic river reach. The generic river reach scenario was used to investigate how the combination of different types of analytical pdf_{RT} models in combination with a large range of possible threshold factors *a* affect reach-scale hyporheic nitrate removal. Additionally the LPM was applied to a small stream (*Villqué*) located in Northern France. The model was used to quantify nitrate removal for 13 different stream reaches over a total distance of 2.4 km, with each reach characterized by a separate pdf_{RT} and pdf_{ET}. For the field case hyporheic characteristics for the individual reaches such as τ_m and hyprheic depth *h* were estimated using stream ^{222}Rn measurements and mass balance modeling with the model FINIFLUX [*Frei and Gilfedder*, 2015].

3.1 Generic River Reach

τ_m and the threshold factor *a* both are primary control variables governing the water flux through the HZ and hyporheic nitrate removal. The range of published values for τ_m for the HZ varies considerably in literature. Moreover, there are a number of different reaction kinetics used to represent aerobic respiration

in the HZ from which the threshold factor *a* can be derived. Values for τ_m, in *Trauth et al.* [2014] range between 1.44 and 6.30 hours for a gravel bar depending on the turbulent in-stream flow conditions and the flux of upwelling groundwater which can suppress hyporheic exchange. *Haggerty et al.* [2002] provides a range of 0.1 to 30 hours for τ_m based on a compilation of existing tracer studies. , *Gomez-Velez et al.* [2015] give a characteristic timescale for oxygen consumption (threshold factor *a*) of ~ 1 hour while *Vieweg et al.* [2016] use a threshold factor of ~24 hours based on modeling and field observations. *Kiel and Cardenas* [2014] give a value estimated from field and laboratory studies for the Mississippi basin of *a* = 6.9 h. A sensitivity analysis was performed for the generic river reach scenario to account for the wide range of reported values for τ_m and *a*, and to test the influence of different combinations of these parameters on hyporheic nitrate removal. The generic reach represents a hypothetical river reach for which τ_m and *a* are systematically varied between 0 and 30 hours. The parameterization of the generic river reach is shown in Table 1. Besides the parameters introduced previously *Qs* [L^3T^{-1}] in Table 1 represents the stream discharge.

Table 1: Parameterization of the generic river reach used to quantify hyporheic nutrient removal for different parameter combinations of *a* and τ_m and different RT distribution models.

N reaches [-]	1
w [m]	1.0
h [m]	0.25
Θ [-]	0.4
τ_m [h]	0-30
a [h]	0-30
Q_s [$m^3\ s^{-1}$]	1
Δx [m]	100
Cin [$g\ m^{-3}$]	40

For the generic river reach scenario, three different types of analytical RT distributions models were used to represent pdf_{RT}: 1) an exponential model (Eq. 7), 2) a power law distribution with exponential cutoff (Eq. 8) and 3) a gamma-type distribution (Eq. 9).

$$pdf_{RT,\exp}(\tau) = \frac{1}{\tau_m} \cdot e^{\frac{\tau}{\tau_m}} \quad (7)$$

$$pdf_{RT,power}(\tau) = \frac{\beta_P^{\,1-\alpha_p}}{\Gamma(1-\alpha_P, \beta_P \tau_{\min})} \tau^{-\alpha_P} e^{-\beta_P \tau} \quad (8)$$

$$\tau_m = \int_{\tau_{\min}}^{\infty} \tau \cdot pdf_{RT,power}(\tau) d\tau$$

$$pdf_{RT,gamma}(\tau) = \frac{\tau^{\alpha_G - 1}}{\beta_G{}^{\alpha} \Gamma(\alpha)} e^{-\frac{\tau}{\beta_G}} \qquad (9)$$

$$\tau_m = \int_0^{\infty} \tau \cdot pdf_{RT,gamma}(\tau) d\tau = \beta_G \alpha_G$$

The parameters α_G [-], α_P [-], β_G [T] and β_P [T^{-1}], in Equation 8 and 9 represent shape and scaling parameters while τ_{min} [T] in Equation 8 is a minimum time class necessary to define the power law distribution model. All pdf_{RT} models are normalized in such a way such that $\int_{\tau=0;\tau_{\min}}^{\infty} pdf_{RT}(\tau) d\tau = 1$. For the power law and gamma-type distribution models it is possible to represent a variety of differently shaped pdf_{RT} by adjusting the corresponding shape factors α_G and α_P (Figure 2). For the power law model τ_{min} was uniformly set to 0.001 hours throughout this study. For $\alpha_G = 1$ the gamma-type model is identical to an exponential distribution (Figure 2A). For all distributions shown in Figure 2 the parameters β_G and β_P were set to achieve a common mean value for hyporheic RT of $\tau_m = 1.5$ hours. For the sensitivity analysis we used a set of pre-defined shape parameters (α_G, α_P) while the parameters for β_G and β_P were set to a value that correspond to τ_m in the range of 0 and 30 hours.

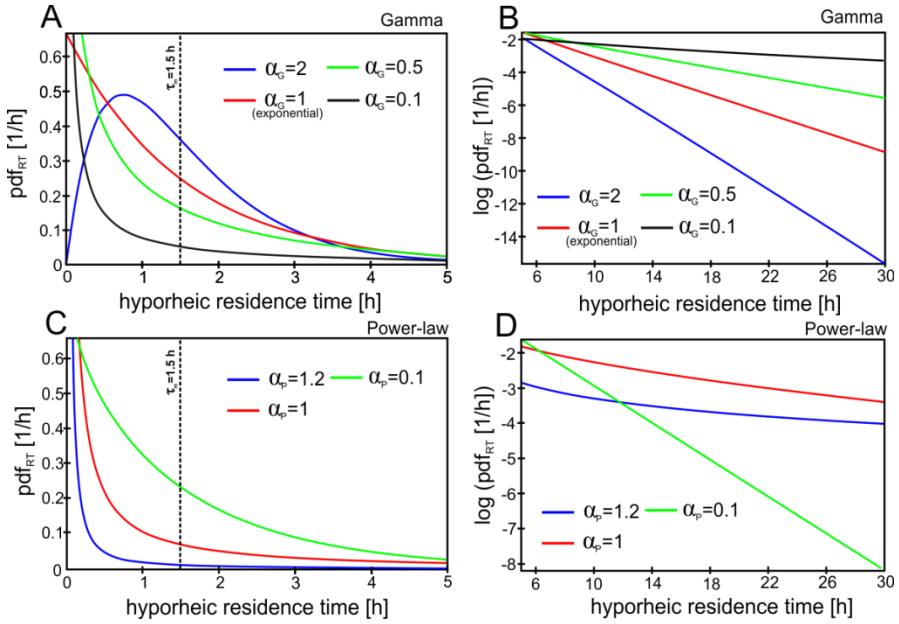


Figure 2: Various types of pdf_{RT} models used for the generic river reach scenario. All pdf_{RT} have a common mean value of τ_m = 1.5 hours. Plot A+B: Gamma-Type distribution models for different values of α_G (tail behavior of the distributions

are shown in plot B). Plot C+D: Power-law with exponential cutoff distribution models for different values of α_P (tail behavior of the distributions are shown in plot D).

3.2 Field case: Vilqué catchment

The field case represents a small stream at the Zone Atelier Armorique (ZAAr), which is a part of the Long-Term Socio-ecological Research platform (LTSER) [*Mirtl et al.*, 2018; *Haase et al.*, 2018; *Thomas et al.*, 2019] located in the northwest of France near the town of Pleine–Fougères (Figure 3). In Brittany (north west of France) stream biodiversity and water quality have been strongly affected by the intensification of agriculture. Surface water ecosystems (lakes, rivers, and estuaries) have been highly degraded, especially due to nitrate excess. Average nitrate concentrations increased from 9 mg l^{-1} in 1976 to 65 mg l^{-1} in 1989 and have stabilized at about 70 mg l^{-1} as of 2008 [*Cann*, 1998], exceeding numerous regulatory limits (European Nitrate directive 1991). The ecological consequence of the nitrate loading to the coastal zone has been multiple algal blooms along the Brittany coastline. The 2.3 km stream, known locally as *Vilqué*, drains a 2.3 km² sub catchment of the LSTER (Figure 3). The catchment consists of predominantly agricultural land including dairy and low intensity crops. Bedrock geology is mainly composed of metamorphic altered sedimentary rocks, schists and hornfels from the Proterozoic (Brioverian). Intrusive granodiorites of Cadomian age are found in the southernmost part of the catchment and upstream of our first sampling point (seismic cross section in the supplement). The climate in Brittany is oceanic and influenced by frequent rain. Winters are moderately cold and the temperatures rarely drop below zero.

^{222}Rn sampling was performed in spring 2017. The discharge prior to and during sampling was constant ranging between 0.002 m^3 s^{-1} at the most upstream location to 0.031 m^3 s^{-1} at the catchment outlet. Discharge was measured by using salt pulse tracer measurements (sudden-injection method [*Rantz*, 1982]) for the upstream reaches and an induction flow meter using the two-point method [*Rantz*, 1982] for the stream reaches located downstream. Fourteen 1 liter stream samples for ^{222}Rn and nitrate analysis were taken from the headwater area of the *Vilqué* stream to its confluence with *l'Hermitage* at intervals between 100 m and 500 m (Figure 3). ^{222}Rn was measured in the field using a RAD7 Radon in air detector

by applying a method similar to *Lee and Kim* [2006] which we have also used in previous work [*Cartwright et al.*, 2018; *Pittroff et al.*, 2017; *Cartwright and Gilfedder*, 2015]. Shortly, each sample was purged for 5 minutes and then counted for 1 hour. Replicate samples were run with a precision of better than ±15% relative standard deviation (RSD). Samples for nitrate analysis were first filtered through 0.45 µm filters and then stored at 4°C until measured by ion chromatography (Metrohm GmbH). Precision was better than ±5% RSD.

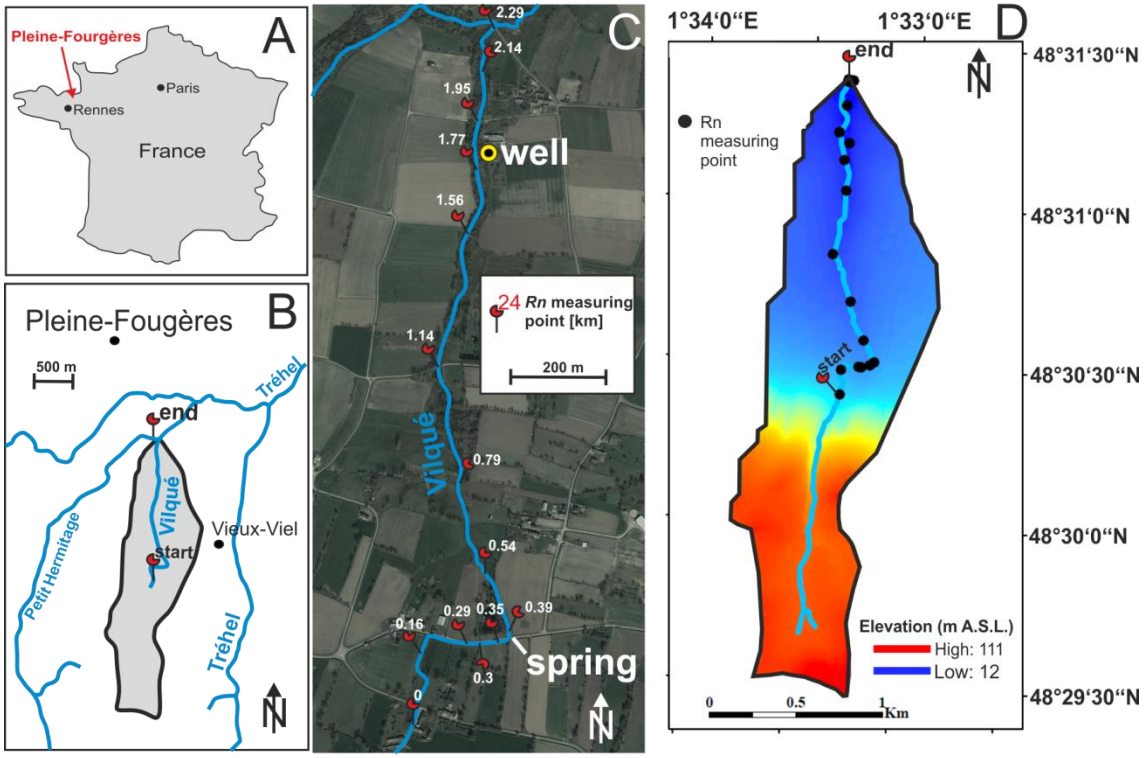


Figure 3: A-C) Location of the surveyed stream section at the ZAAr (Zone Atelier Armorique), Long-Term Socio-ecological Research platform (LTSER) located in the northwest of France near the town of Pleine–Fougères. D) Digital elevation model (DEM) of the Villqué catchment.

3.2.1 Field case: ^{222}Rn Mass Balance Modelling

Steady state mass balance modelling for in-stream ^{222}Rn was performed using the model FINIFLUX described in detail in *Frei and Gilfedder* [2015]. FINIFLUX numerically solves the mass balance equation for in-stream ^{222}Rn [M L^{-3}] on the reach scale (Equation 10) by using a Petrov-Galerkin Finite Element scheme based on in-stream ^{222}Rn measurements.

$$Q_s \frac{d^{222}Rn}{dx} = I(^{222}Rn_{gw} - ^{222}Rn) - k_{\deg} w^{222}Rn - dw\lambda_{Rn}{}^{222}Rn + \alpha_1 - \alpha_2{}^{222}Rn + \frac{Q_r}{R_L}\left(^{222}Rn_{trib} - ^{222}Rn\right) \quad (10)$$

Here, x [L] is the 1D stream length, w [L] is the mean stream width, d [L] is the mean stream depth, Qs [L^3T^{-1}] is stream discharge, I [L^2T^{-1}] is the rate of groundwater inflow, $^{222}Rn_{gw}$ [ML^{-3}] is the ^{222}Rn activity in the groundwater, k_{deg} [LT^{-1}] is the degassing coefficient derived from empirical functions (see [*Frei and Gilfedder*, 2015; *Unland et al.*, 2013; *Genereux and Hemond*, 1992]), λ_{Rn} [T^{-1}] the first order decay constant for ^{222}Rn, Q_r [L^3T^{-1}] is inflow from tributaries, R_L [L] the inflow length and $^{222}Rn_{trib}$ [ML^{-3}] the ^{222}Rn activity in tributaries. Reach specific parameters used for FINIFLUX simulations of the Vilqué catchment are listed in Table 2.

Table 2: Reach specific values for the FINIFLUX simulations used for the Vilqué catchment.

N observations [-]	14
N reaches [-]	13
$^{222}Rn_{gw}$ [Bq m^{-3}]	52,000
w [m]	0.22-0.78
d [m]	0.011-0.169
h [m]	0.001-0.570 (PEST calibrated)
Θ [-]	0.4
τ_m [h]	2.4-2.6 (PEST calibrated)
a [h]	Table 3
I [m^3 m^{-1} s^{-1}]	2.6×10^{-8} - 5×10^{-5} (PEST calibrated)
Q_s [m^3 s^{-1}]	$2.5\text{-}12.8\times10^{-3}$
Q_R [m^3 s^{-1}]	0
R_L [m]	0
$^{222}Rn_{trib}$ [Bq m^{-3}]	0
Δx [m]	16-419

In Equation 10 α_1 [$ML^{-1}T^{-1}$] and α_2 [L^2T^{-1}] are reach specific parameters representing the enrichment and loss of in-stream ^{222}Rn due to hyporheic exchange. Both parameters can be derived by assuming that the hyporheic RT follow a pre-defined distribution model pdf_{RT} according to Equations 11 and 12 where γ [$ML^{-3}T^{-1}$] is the ^{222}Rn production rate (emanation rate) in the hyporheic sediments.

$$\alpha_1 = q_H\left[\frac{\gamma}{\lambda_{Rn}}\left(1 - \int_0^{\infty} e^{-\lambda_{Rn}\tau}\, pdf_{RT}(\tau)d\tau\right)\right] \quad (11)$$

$$\alpha_2 = -q_H \left[1 - \int_0^{\infty} e^{-\lambda_{Rn}\tau} \, pdf_{RT}(\tau) d\tau \right] \quad (12)$$

It is important to note that the hyporheic flux q_H, which is also needed for the nitrate mass loss calculations, does not include any interaction with regional groundwater flow consisting solely of infiltrating and exfiltrating stream water at steady state. This is identical to other commonly used hyporheic models such as OTIS and is a necessary simplification in the up-scaling process [*Runkel*, 1998]. The original version of FINFLUX [*Frei and Gilfedder*, 2015] only supported an exponential distribution model for pdf_{RT}. As part of this study we additionally implemented power law and gamma-type pdf_{RT} models (Equations 8 and 9) to account for ^{222}Rn emanation in the HZ (modified version of FIIFLUX can be obtained from http://www.hydro.uni-bayreuth.de/hydro/en/software/software/software_dl.php?id_obj=129191).

By using the standard exponential pdf_{RT} Equations 11 and 12 can be solved analytically giving $\alpha_1 = \frac{\gamma\theta hw}{\lambda_{Rn}\tau_m + 1}$ and $\alpha_2 = -\frac{\theta\lambda_{Rn} hw}{\lambda_{Rn}\tau_m + 1}$ [*Cook*, 2013]. In the case of power law or a gamma distribution models the integrals in Equation 11 and 12 are solved numerically by using the adaptive quadrature techniques implemented in MATLAB. FINIFLUX is coupled to the automated parameter estimation software PEST [*Doherty et al.*, 1994] for model optimization. PEST is used to derive an objective function between the in-stream ^{222}Rn observations and numerical predictions, and depends on a set of pre-defined model parameters. Optimal parameter settings are systematically estimated within PEST targeting the best parameter set that minimizes the objective function. PEST estimates this optimal parameter set by applying the Gauss-Marquardt-Levenberg algorithm [*Doherty et al.*, 1994]. PEST coupling within FINIFLUX is set up to search for optimal groundwater inflow rates I and optimal hyporheic exchange parameters τ_m and h simultaneously.

3.2.2 Field case: Simulation of hyporheic removal of nitrate

Hyporheic nitrate removal for the *Vilqué* catchment was simulated using the different pdf_{RT} models with the corresponding shape factors presented in Figure 2. Mean hyporheic RT τ_m and the reach specific hyporheic exchange depths h for which the steady state hyporheic water fluxes q_h can be quantified (Equation 1) were obtained from the FINILFUX simulations. For the representation of ET we used threshold factors derived from published reaction kinetics for aerobic respiration in the HZ (Table 3). Threshold factors based on 1st-order reaction kinetics for oxygen consumption for rippled streambeds as presented in *Kessler et al.* [2012] were derived by applying Equation 5. *Azizian et al.* [2015] have simulated aerobic respiration using a Monod rate expression for which a corresponding threshold factor was derived by using the 95% criterion (Equation 6). Finally we also used a threshold value for '*a*' from literature that is based directly on field observations [*Gomez-Velez et al.*, 2015].

Table 3: Threshold factors used to simulate removal of nitrate in the HZ of the stream Vilqué.

Reaction kinetics	**Threshold factor *a* [h]**	**Reference**
ET = RT	0	-
First order	0.35	*Kessler et al.* [2012]
Field observations	1	, , *Gomez-Velez et al.* [2015]
First order	1.6	*Kessler et al.* [2012]
Monod-type (95% criterion)	2.3	modified after *Azizian et al.* [2015]
Monod-type (using inhibitor criterion)	4.2	*Azizian et al.* [2015]

4. Results

4.1. Generic River Reach

In general for all pdf_{RT} the highest nitrate removal efficiencies (13-72%) were achieved for simulations using a threshold factor of $a = 0$ hours (RT = ET) and low mean hyporheic RT (Figure 4 and 5). Removal efficiencies E [-] in this context are defined as the mass removal of nitrate in the HZ divided by the in-stream nitrate mass flux (Equation 12):

$$E = \frac{R_{NO3}}{Cin \cdot Q_s} \quad (12)$$

For gamma-type/exponential pdf_{RT} regions where $E \geq 3\%$ were equally found above and below the 1:1 line (Figure 4). By increasing the shape factor α_G these areas ($E \geq 3\%$) were progressively shifted below the 1:1 line. Simulations using a power law pdf_{RT} had the highest modeled removal efficiencies ranging between 16 to 72% (Figure 5). Maximum simulated removal efficiency for the generic river reach scenario of 72% was found for the power law pdf_{RT} with $\tau_m < 1$ hours, a shape factor of $\alpha_P = 1.2$ and a threshold factor of $a = 0$ hours. Contrary to the gamma-type pdf_{RT} models (Figure 4), removal efficiencies rapidly decreased for the power law distributions at threshold factors $a > 0$. For the power law distributions regions of the graph where $E \geq 3\%$ only can be found below the $a = 0.5\tau_m$ line and an increase in the shape factor α_P further shifting the $E \geq 3\%$ bound towards lower τ_m values. In Figure 5 parts of the graph above the 1:1 line ($a = \tau_m$) are blanked as scaling factors A_r were close to zero subsequently resulting in a division by zero in Equation 2.

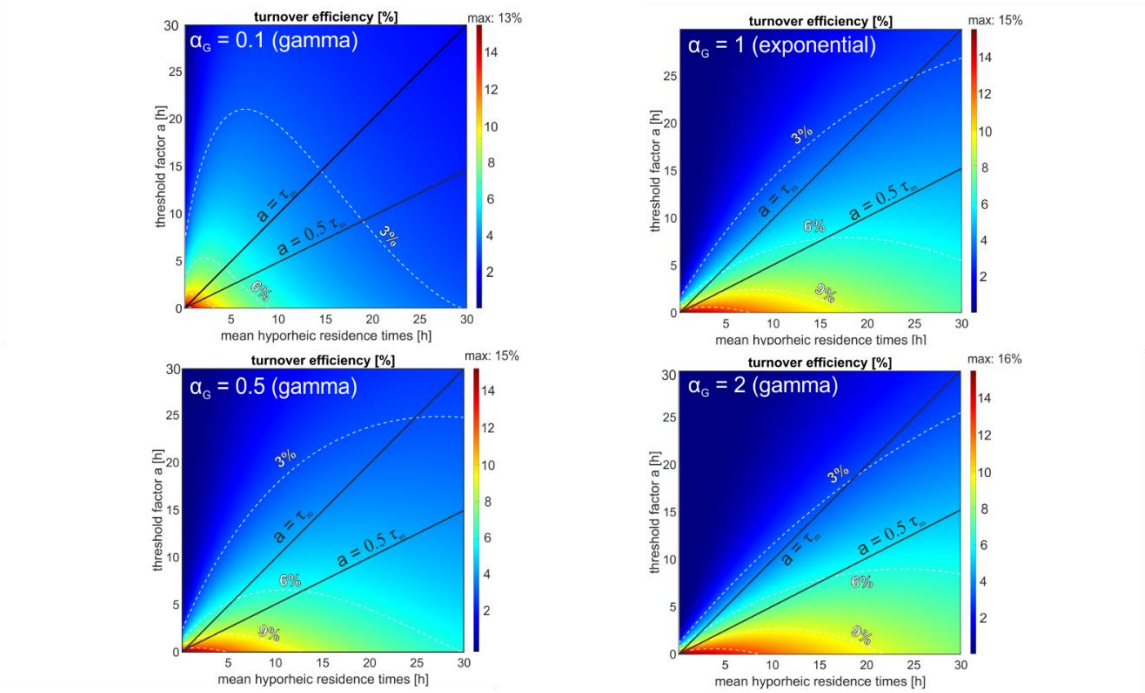


Figure 4: Simulated nitrate removal efficiencies for the generic river reach using different parameter sets for mean resident times τ_m, threshold factors a and shape factors α_G for gamma-type RT distribution models. Note where the gamma parameter α_G is 1 it is equal to an exponential distribution.

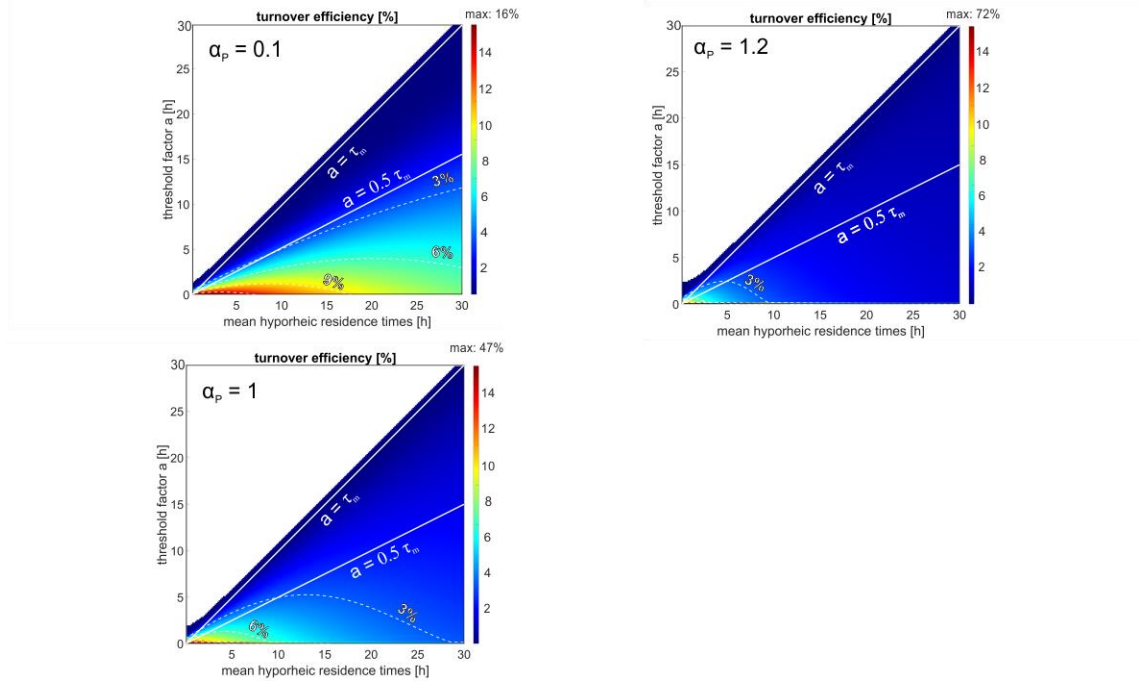


Figure 5: Simulated nitrate removal efficiencies for the generic river reach using different parameter sets for mean resident times τ_m, threshold factors a and shape factors α_P for power law RT distribution models. The blanked areas above the 1:1 line result from an A_r factor lying close to zero resulting in a singularity when Equation 2 is calculated.

353 **4.2. Vilqué catchment**

354 **4.2.1 Groundwater Input and Hyporheic Exchange parameters**

355 The ^{222}Rn activities in the *Vilqué* stream varied from <100 to 16,000 Bq m^{-3} at various sampling points in
356 the catchment (Figure 6). The first 350 m of the stream showed very low ^{222}Rn activities with values be-
357 low 100 Bq m^{-3}. Prior to the first sampling point the stream flows down an escarpment (Figure 3D) which
358 produces highly turbulent conditions and high radon degassing which can account for the low ^{222}Rn ac-
359 tivities. At *x = 360 m* the ^{222}Rn activity rapidly increased from ~ 100 Bq m^{-3} to 16,000 Bq m^{-3} indicating a
360 point source of groundwater discharge. An inflowing spring was identified on the stream bank with a
361 ^{222}Rn activity of 52,000 Bq m^{-3} (Figure 6A). This value was used as the groundwater end-member ($^{222}Rn_{gw}$
362 in Equation 10) as part of the FINIFLUX simulations. It is also likely that groundwater entered the stream
363 through the streambed, and the spring is only a visual indicator for the upwelling of deeper groundwater.
364 A second local maximum in ^{222}Rn activity of ≈ 5,000 Bq m^{-3} was measured at *x = 1,946 m*, indicating a
365 second stream reach that was preferentially influenced by groundwater inflow. Stream discharge rapidly
366 increased for the first stream kilometer, especially in the area around the spring. For reaches located fur-
367 ther downstream (between 1.5 km and 2 km), close to the catchment's outlet, discharge slightly decreased.
368 The highest nitrate concentrations were measured in the upstream areas of the catchment (45 mg l^{-1}) and
369 decreased to ≈ 31 mg l^{-1} towards the catchment's outlet. The inverse correlation between measured nitrate
370 concentrations and discharge suggests that nitrate was diluted by inflowing ground or surface water and
371 nitrate loss due to nitrate removal processes (Figure 6B).

372

373 ^{222}Rn and stream discharge were used to quantify groundwater inflow and hyporheic exchange parameters
374 as part of the FINIFLUX simulations. For all scenarios modeled ^{222}Rn activities were close to the ob-
375 served values with a correlation coefficient of ≈ 0.997 (a selection of three different distribution models
376 are shown in Figure 6A). The ^{222}Rn activities for all hyporheic pdf_{RT} were slightly overestimated com-
377 pared to the observed values. The highest discrepancy between modeled and measured ^{222}Rn activities
378 was 1,300 Bq m^{-3} (8%) and is located where the spring enters the stream. Differences in simulated ^{222}Rn

activities, hyporheic exchange and groundwater input for the different pdf_{RT} were insignificant (Figure 6A-D). The groundwater influxes for the stream reaches upstream of the spring were close to zero for all scenarios (Figure 6D). At the spring location ($x = 360\ m$) the modeled groundwater inflow was 1.7×10^{-3} $m^3\ s^{-1}$. For the reach where the second ^{222}Rn peak ($x = 1946\ m$) is located the groundwater inflow was estimated at ~0.6×10^{-3} $m^3\ s^{-1}$. For the entire 2.3 km of the stream the groundwater inflow for the different scenarios varied between 5.52×10^{-3} and 5.54×10^{-3} $m^3\ s^{-1}$ (Figure 6D). The net increase in measured stream discharge between the first and the last measuring point was 9.3×10^{-3} $m^3\ s^{-1}$ which suggests that the modeled groundwater component makes up approximately 60% of the change in stream flow over the 2.3 km catchment. The remaining 40% (3.8×10^{-3} $m^3\ s^{-1}$) likely comes from small farm drains and ditches which were observed in the field but not quantified.

Among the different distribution models pdf_{RT}, inversely estimated τ_m were almost identical and varied from 2.4 to 2.6 hours (Figure 6C and D). The highest τ_m and the highest variability in τ_m came from the power law pdf_{RT}. The cumulated hyporheic water flux for the entire 2.3 km of the stream was ~18×10^{-3} $m^3\ s^{-1}$ with only very little difference between the various pdf_{RT} models (Figure 6D). This suggests that more than half of the stream water passes through the HZ at some point over the 2.4 km, which is consistent with other hyporheic studies on small streams [*Liao et al.*, 2013]. For the last two stream reaches groundwater input and hyporheic exchange was close to zero, which is also consistent with field observations as the streambed in this area was characterized by a high clay content preventing hyporheic exchange as well as very field data showing little change, or even a decrease, in discharge.

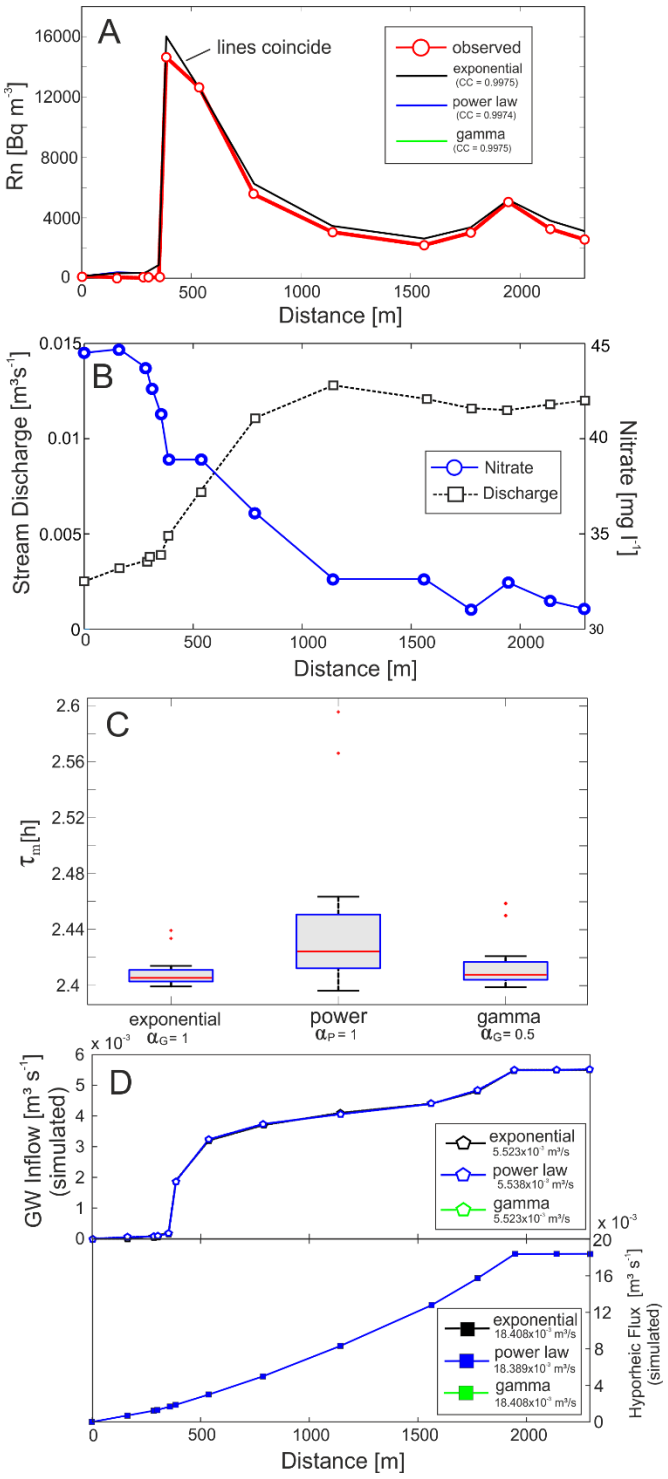


Figure 6: Simulated and observed in-stream ^{222}Rn activity (A); measured discharge and in-stream nitrate concentrations (B); Box-Whisker-Plots for the simulated mean hyporheic RT shown for the exponential (α_G = 1), gamma-type (α_G = 0.5) and power law (α_P = 1) distribution (C); modeled cumulative groundwater inflow and cumulated steady-state hyporheic water flux (D).

4.2.2 Hyporheic Nitrate Removal

Hyporheic nitrate removal was simulated using the estimated hyporheic exchange parameters from the FINIFLUX simulations and measured stream nitrate concentrations C_{in}. Nitrate removal was simulated for all pdf_{RT} models by 1) assuming that hyporheic RT are equal to the ET ($pdf_{RT} = pdf_{ET}$) which means that removal starts as soon as stream water enters the hyporheic zone ($a = 0$) and 2) that there is a distinct difference between RT and ET where $pdf_{RT} \neq pdf_{ET}$ by introducing the different threshold factors discussed above. Total hyporheic nitrate removal for all pdf_{RT} models are listed in Table 4. For $a=0$, the highest removal of nitrate in the HZ was simulated for the power law distribution (0.33 kg h^{-1}), followed by the gamma (0.21 kg h^{-1}) and exponential (0.20 kg h^{-1}) distribution models (Figure 7A). By assuming $ET \neq RT$ and using a threshold factor $a > 0$, nitrate removal was significantly reduced (Figure 7A, Table 4). For $a = 2.3$ hours (Figure 7) nitrate removal for the entire stream decreased to 0.11 kg h^{-1} for the gamma model, 0.09 kg h^{-1} for the exponential model and 0.01 kg h^{-1} for the power law model. This is a reduction of 48-97 %.

For all simulations performed for the *Vilqué* (Table 4), and as found in the generic river reach scenarios, simulations using power law distribution models resulted in both the highest and lowest nitrate mass-loss depending on whether pdf_{RT} or pdf_{ET} were used. This is due to the particular shape of the power law distribution (Figure 2). Compared to the gamma and exponential models most of the weight (area below the distribution) of the power law distribution is located at very short RT. This physically can be interpreted as shallow flow paths in the HZ with low hyporheic RT and a large hyporheic water flux q_h. For these flow paths, the relative change in nitrate concentration (C_{in} - C_{out}) is low. However, mass removal scales with the hyporheic water flux, which is highest in the shallow areas of the HZ. These areas are removed from the power law distribution by introducing a threshold factor a > 0, with only the tail of the power law distribution contributing to the reactive part of the hyporheic water flux q_{ET} and thus nitrate removal. This can be seen when comparing the average q_{ET} for the three different distribution models (Figure 7)

where q_{ET} for the power law distribution (0.0014 $m^3\ m^{-1}\ h^{-1}$) is considerably lower compared to the gamma (0.009 $m^3\ m^{-1}\ h^{-1}$) and exponential (0.011 $m^3\ m^{-1}\ h^{-1}$) models.

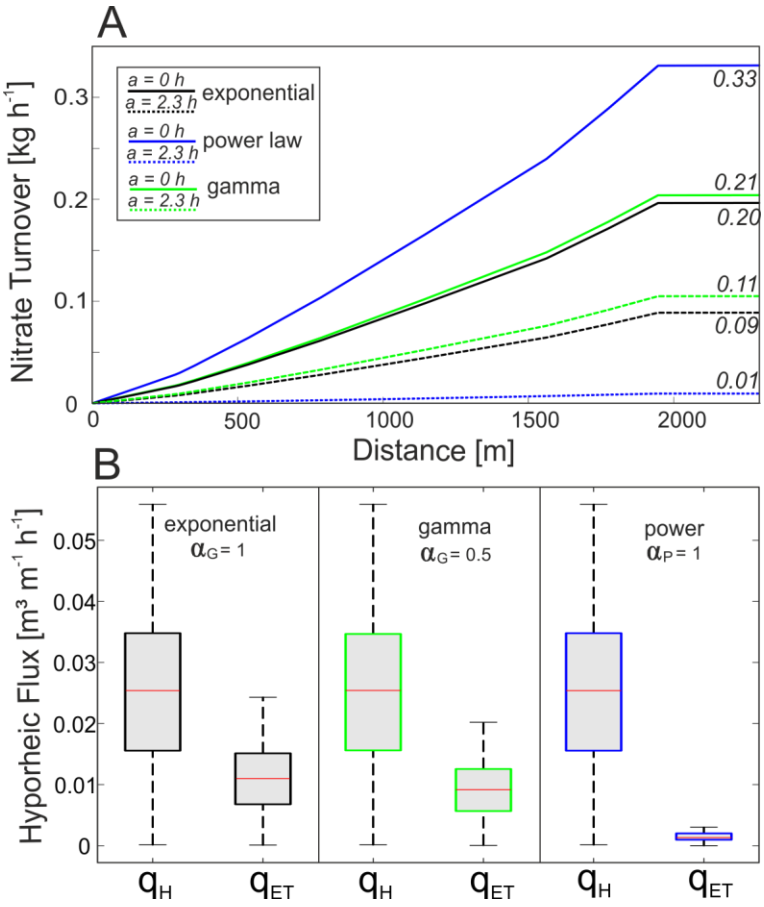


Figure 7: (A) Simulated nitrate removal in the HZ by assuming $pdf_{RT} = pdf_{ET}$ (solid lines) and $pdf_{RT} \neq pdf_{ET}$ (dashed lines) shown for three different RT distribution models. Total values for all simulated RT distribution scenarios are shown in Table4. (B) Box-Whisker plots showing the variability of reach specific hyporheic exchange fluxes q_H and the effective hyporheic flux q_{ET} after introducing a threshold factor of a = 2.3 hours for the three different RT distribution models.

Table4: Cumulated hyporheic removal of nitrate simulated for all RT distribution scenarios for the 2.3 km stream reach.

	Total hyporheic nitrate removal [kg h^{-1}]						
	Gamma/Exponential				Power Law		
a [h]	$\alpha_G = 0.1$	$\alpha_G = 0.5$	$\alpha_G = 1$	$\alpha_G = 2$	$\alpha_P = 0.1$	$\alpha_P = 1$	$\alpha_P = 1.2$
0	0.15	0.21	0.2	0.21	0.21	0.33	0.45
0.35	0.13	0.17	0.18	0.18	0.15	0.13	0.10
1	0.08	0.14	0.13	0.13	0.06	0.08	0.07
1.6	0.04	0.12	0.10	0.09	0.01	0.04	0.04
2.3	0.01	0.11	0.09	0.07	0	0.01	0.02
4.2	0.00	0.06	0.04	0.02	0	0	0

5. Discussion

Human activities and in particular agriculture have had a major impact on the global nitrogen cycle [*Fowler et al.*, 2013]. This shift in nitrogen availability has been felt in stream, river and coastal regions and is one of the major issues facing fresh water and marine ecosystems [*Schlesinger*, 2004]. One of the largest uncertainties in predicting nitrogen cycling in managed and unmanaged ecosystems is the rate of turnover associated with natural degradation and transformation processes in river corridors [*Galloway et al.*, 2004]. This removal can be through biofilm uptake at the sediment water interface, in-stream chemical processes, or through reductive processes in the HZ. In the HZ the complex interplay between hydrodynamic flow and redox-sensitive biogeochemical reactions creates conditions where nitrogen is non-uniformly processed [*Frei et al.*, 2018]. Heterotrophic and autotrophic nitrate removal pathways are capable of permanently and/or temporarily removing nitrogen from fluvial systems [*Burgin and Hamilton*, 2007]. In the LPM presented here, the primary controls on nitrate removal are only represented in a simplified manner compared to real world conditions. We assume that the various processes responsible for nitrate removal can be represented in a lumped fashion using a single kinetic expression that hinges on the absence of oxygen. In reality, stream reaches can also be net nitrate sources [*Zarnetske et al.*, 2012; *Briggs et al.*, 2014] through nitrification, where ammonium originating either from incomplete nitrate removal pathways (e.g. DNRA) or aerobic respiration are oxidized to nitrate. This is currently unaccount-

ed for in the presented LPM, in that we assume that the HZ acts solely as a permanent sink for nitrogen. Processes such as nitrification would reduce the net efficiency of streams to remove nitrate, and thus our estimates may be an upper limit to nitrate loss in the HZ. Also we do not account for mixing processes with local groundwater in the HZ nor the suppressing effect of inflowing groundwater on hyporheic exchange [*Trauth et al.,* 2013]. Streambed heterogeneity can have an important influence on hyporheic exchange characteristics [*Pryshlak et al.*, 2015], hyporheic residence times [*Tonina et al.*, 2016] and can be responsible for the formation of biogeochemical hot spots [*Gomez-Velez et al.*, 2014]. By treating the HZ as box containing homogenous streambed materials where characteristics of transport are represented in a lumped fashion some of the aspects relevant under real world conditions cannot be accounted for in the LPM. The benefit associated with this high level of abstraction is the ability to upscale complex hydrological and biogeochemical processes to river reaches or entire catchments with a minimal number of parameters and computer power. Compared to spatially explicit process-based model structures [*Gomez-Velez et al.*, 2015] LPM usually do not need the level of detail required to set up and run flow and transport simulations.

The concept presented as part of this study is based on the fundamental idea that there exists a distinct relationship between pdf_{RT} and pdf_{ET} in non-well mixed hydrological systems [*Frei and Peiffer,* 2016]. The a-priori choice of 1) a suitable analytical distribution model to represent hyporheic RT and 2) a threshold factor that defines the time scales over which nitrate removal processes are suppressed by the presence of oxygen are the critical components in the LPM. A similar LPM was used by *Pittroff et al.* [2017] in order to quantify the mass loss of nitrate in the HZ for a 32 km long river reach of the Roter Main River in South-East Germany. Despite considerable oxygen levels in the hyporheic sediments [*Pittroff et al.*, 2017], the authors still assumed that nitrate removal was initiated as soon as stream water entered the subsurface. This assumption is identical to our simulations scenarios where the threshold factor $a = 0$. Moreover, the simulations in *Pittroff et al.* [2017] were carried out using exclusively an exponential model for hyporeic residence times (pdf_{RT}). As shown for the generic river reach and the *Vilqué*

catchment, the combination of different distribution models and threshold factors can lead to very different estimates for hyporheic nitrate removal. In particular simulations that use power law models show very inefficient hyporheic nitrate removal as soon as the threshold factor approaches the mean hyporheic RT. This is significant as power law distributions are often associated with hydrological systems [*Kirchner et al.*, 2000; *Kollet and Maxwell*, 2008b] including the HZ [*Haggerty et al.*, 2002].

For the *Vilqué* catchment nutrient removal was estimated based on hyporheic parameters that are originated from inverse ^{222}Rn mass balance modeling using the FINIFLUX model. We note that the LPM framework does not necessarily require a ^{222}Rn mass balance with the only prerequisite being some way to estimate a mean hyporheic RT and hyporheic exchange depth h for a given pdf_{RT}. For ^{222}Rn mass balance modeling, the specific type of pdf_{RT} model used to describe enrichment of ^{222}Rn in the hyporheic zone seems to be of minor importance. This can be attributed to the main source of stream ^{222}Rn stemming from groundwater discharge due to its high ^{222}Rn signature. Enrichment of stream water with ^{222}Rn due to hyporheic flow only seems to play a subordinate role in this case due to the shallow hyporheic depth and narrow stream width. However, for hyporheic nitrate removal the pdf_{RT} model is important and can lead to significantly different results depending on which pdf_{RT} is used. This was particularly evident for power law pdf_{RT} where mass loss was up to 33% higher than either the gamma or exponential functions for $a = 0$ but approached zero when ETs were included in the calculations. These findings indicate that HZ can be very inefficient in removing nitrate especially when oxygen availability is high for parts of the pdf_{RT} where most of the hyporheic water flux occurs. Although nitrate removal can be minimal for the shallow aerobic areas the presence of oxygen can facilitate nitrification up to a point where the HZ is a net-source for nitrate [*Briggs et al.*, 2014; *Zarnetske et al.*, 2012].

Catchment wide input-output mass balances are often associated with a high uncertainty. However, they can be a useful test of the plausibility of model results and to identify possible inconsistencies with observations. For the *Vilqué* stream we calculated a nitrate input to the uppermost reach of 9.6 kg d^{-1} and at the outlet a flux of 31.7 kg d^{-1}. By using the mean groundwater flux from these three scenarios and the nitrate

concentration in the spring, the nitrate flux from the aquifer into the stream can be quantified at 14.3 kg d^{-1}. Nitrate removal in the HZ varied significantly depending on which pdf_{RT} model was used and whether the ET method was applied or not. Maximum nitrate removal (10.8 kg d^{-1}) was calculated using the power law distribution model with a shape factor of $\alpha_p = 1.2$ and $a = 0$. For all pdf_{RT} models, minimum and near zero mass removal occurred at a threshold factor of $a = 4.2$ hours. This leaves an unaccounted nitrate source in the mass-balance ranging from 7.8 - 18.6 kg d^{-1}. For the *Vilqué* catchment we assume that the missing nitrate flux originates from the unaccounted water source associated with surface or near surface inflows due to drains and ditches that were not quantified during the field campaign. Theoretically this unaccounted component can be represented as part of the FINFLUX simulation via the tributary input term (Equation 10). This however would require defining the specific location where surface flow from drains is entering the stream which is difficult for a more diffuse water source that cannot be localized exactly. As the parameters obtained from FINIFLUX used to quantify nitrate removal in the HZ (q_h, h and τ_m) are quiet robust for the different FININFLUX scenarios, we think the outcome in terms of the estimated nitrate removal rates would be very similar by accounting for the missing drainage water. By dividing the missing water flux (3.8×10^{-3} m^3 s^{-1}) by the range of unaccounted nitrate flux 7.8 - 18.7 kg d^{-1}, an expected nitrate concentrations in the drain end member can be estimated for the different pdf_{RT} scenarios (Figure 8). This can then be compared to the variability of measured stream nitrate concentrations. Two scenarios simulated for the power law pdf_{RT} model produce estimated drain nitrate concentrations lying above the 75 percentile of measured instream nitrate concentrations and can probably be excluded as realistic. Nitrate concentration in the drains should lie close to or below to the ones measured in the stream as observations (Figure 6) suggest that nitrate is diluted by inflowing water from the drains. All the other scenarios produce nitrate concentrations lying in a plausible range. For the gamma-type and exponential pdf_{RT}, almost all concentrations are lying within the 25 (32 mg l^{-1}) -75 (44 mg l^{-1}) percentiles of measured stream nitrate concentrations. The scenarios that come closest to the median stream water concentration use gamma-type pdf_{RT} with a shape factor of $\alpha_p > 0.1$ and a threshold factor of a = 0.35 hours. For the *Vilqué* catchment improved nitrate mass balances could be achieved by further narrowing the uncertain-

ties associated with the FINIFLUX simulations and the parameterization of the ET. This would require additional field measurements to constrain hyporheic exchange depths, measurements (e.g. N_2-emission) to directly quantify denitrification in the HZ or in-situ oxygen measurements that can be used to derive an appropriate threshold factor for each reach.

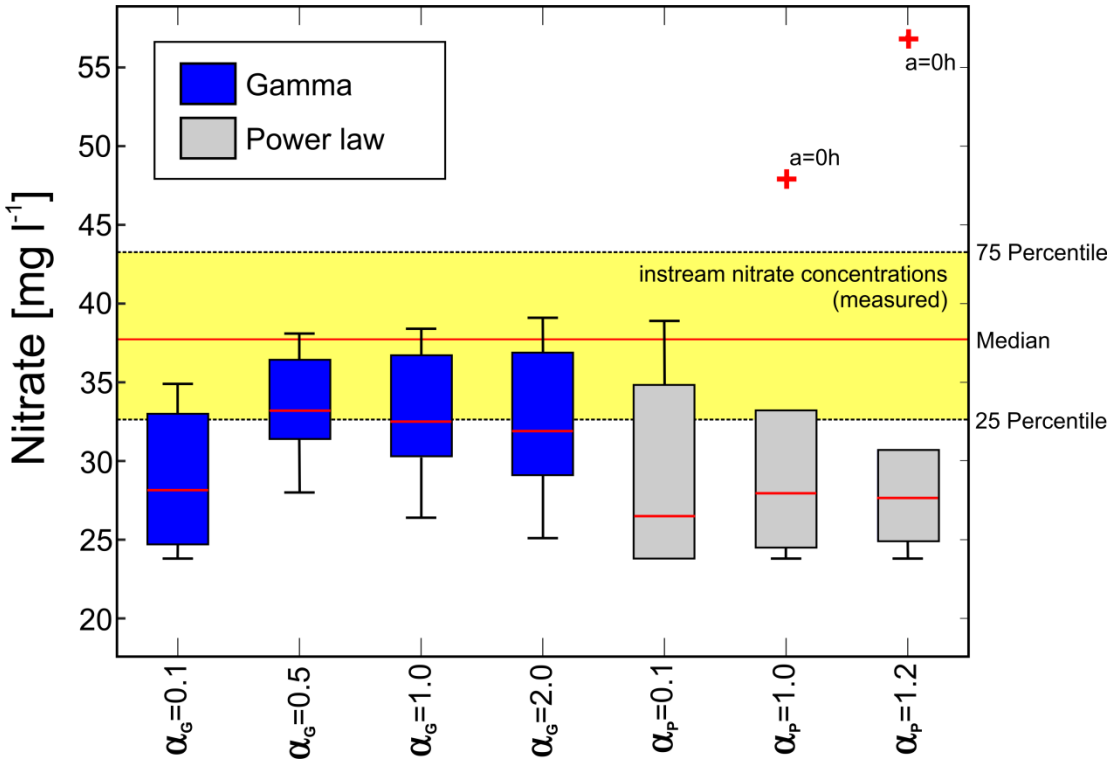


Figure 8: Observed in-stream nitrate concentrations and the nitrate concentration in the missing water source (e.g. farm drains) estimated for the different RT distribution scenarios.

6. Conclusions

Quantification of nutrient removal associated with natural degradation and transformation in managed and unmanaged catchments is a major challenge in environmental science. The framework presented here is a

simple way to combine hydrological transport and biogeochemical reactions using a LPM. The concept can be incorporated into existing tracer modeling routines such as OTIS [*Runkel*, 1998] when simulating reactive transport processes in storage zones. It is one of the few methods that can be applied to estimate hyporheic nitrate removal on scales of river networks and catchments. By incorporating ET to account for the effective timescales of biogeochemical reaction in the HZ, modeled removal efficiencies decrease dramatically compared to scenarios where RT are assumed to represent the time scale available for reaction. We conclude that ET will likely lead to more realistic estimates for nutrient removal and that the HZ for the investigated systems is not particularly efficient in removing nitrate from anthropogenic sources outside a narrow range conditions.

Acknowledgments

This research was supported in part by the Loire Brittany Water agency (AELB), the Franco-Bavarian University cooperation center BayFrance (www.bayern-france.org/en/) and the German Research Foundation (DFG) project number FR 2858/2-1-3013594. It was also supported by the internal funds of the Limnological Research Station, Bayreuth. The authors thank Christian Camerlynck for the seismic cross section and the anonymous reviewers for their helpful comments. Data to this manuscript can be downloaded from http://www.hydro.uni-bayreuth.de/hydro/de/software/software/software_dl.php?id_obj=151411

References

Azizian, M., S. B. Grant, A. J. Kessler, P. L. M. Cook, M. A. Rippy, and M. J. Stewardson (2015), Bedforms as biocatalytic filters: A pumping and streamline segregation model for nitrate removal in permeable sediments, *Environmental Science & Technology*, *49*(18), 10993–11002.

Boano, F., J. W. Harvey, A. Marion, A. I. Packman, R. Revelli, L. Ridolfi, and A. Wörman (2014), Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models, and biogeochemical implications, *Reviews of Geophysics*.

Briggs, M. A., L. K. Lautz, and D. K. Hare (2014), Residence time control on hot moments of net nitrate production and uptake in the hyporheic zone, *Hydrol. Process*, *28*(11), 3741–3751.

Burgin, A. J., and S. K. Hamilton (2007), Have we overemphasized the role of denitrification in aquatic ecosystems? A review of nitrate removal pathways, *Frontiers in Ecology and the Environment*, *5*(2), 89–96.

Cann, C. (1998), Evolution de l'agriculture et de sa pression polluante sur le bassin et en Bretagne, *C. Cheverry Agriculture intensive et qualit édes eaux INRA Paris*, 25–40.

Cardenas, M. B., J. L. Wilson, and V. A. Zlotnik (2004), Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange, *Water Resources Research*, *40*(8).

Cartwright, I., A. P. Atkinson, B. S. Gilfedder, H. Hofmann, D. I. Cendón, and U. Morgenstern (2018), Using geochemistry to understand water sources and transit times in headwater streams of a temperate rainforest, *Applied Geochemistry*.

Cartwright, I., and B. Gilfedder (2015), Mapping and quantifying groundwater inflows to Deep Creek (Maribyrnong catchment, SE Australia) using 222Rn, implications for protecting groundwater-dependant ecosystems, *Applied Geochemistry*, *52*, 118–129.

Cook, P. G. (2013), Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys, *Hydrological Processes*, *27*(25), 3694–3707.

Doherty, J., L. Brebber, and P. Whyte (1994), PEST: Model-independent parameter estimation, *Watermark Computing, Corinda, Australia*, *122*.

Fowler, D., M. Coyle, U. Skiba, M. A. Sutton, J. N. Cape, S. Reis, L. J. Sheppard, A. Jenkins, B. Grizzetti, and J. N. Galloway (2013), The global nitrogen cycle in the twenty-first century, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, *368*(1621), 20130164.

Frei, S., M. Azizian, S. B. Grant, V. A. Zlotnik, and D. Toundykov (2018), Analytical modeling of hyporheic flow for in-stream bedforms: Perturbation method and implementation, *Environmental Modelling & Software*, doi:10.1016/j.envsoft.2018.09.015.

Frei, S., and B. S. Gilfedder (2015), FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon, *Water Resources Research*, *51*(8), 6776–6786.

Frei, S., and S. Peiffer (2016), Exposure times rather than residence times control redox transformation efficiencies in riparian wetlands, *Journal of Hydrology*, *543*, 182–196.

Galloway, J. N., F. J. Dentener, D. G. Capone, E. W. Boyer, R. W. Howarth, S. P. Seitzinger, G. P. Asner, C. C. Cleveland, P. A. Green, and E. A. Holland (2004), Nitrogen cycles: past, present, and future, *Biogeochemistry*, *70*(2), 153–226.

Genereux, D. P., and H. F. Hemond (1992), Determination of gas exchange rate constants for a small stream on Walker Branch Watershed, Tennessee, *Water Resour. Res.*, *28*(9), 2365–2374.

Ginn, T. R. (1999), On the distribution of multicomponent mixtures over generalized exposure time in subsurface flow and reactive transport: Foundations, and formulations for groundwater age, chemical heterogeneity, and biodegradation, *Water Resources Research*, *35*(5), 1395–1407.

Gomez, J. D., J. L. Wilson, and M. B. Cardenas (2012), Residence time distributions in sinuosity-driven hyporheic zones and their biogeochemical effects, *Water Resources Research*, *48*(9).

Gomez-Velez, J. D., J. W. Harvey, M. B. Cardenas, and B. Kiel (2015), Denitrification in the Mississippi River network controlled by flow through river bedforms, *Nature Geoscience*, *8*(12), 941–945.

Gomez-Velez, J. D., S. Krause, and J. L. Wilson (2014), Effect of low-permeability layers on spatial patterns of hyporheic exchange and groundwater upwelling, *Water Resour. Res.*, *50*(6), 5196–5215.

Gu, C., W. Anderson, and F. Maggi (2012), Riparian biogeochemical hot moments induced by stream fluctuations, *Water Resour. Res.*, *48*(9).

Haase, P., J. D. Tonkin, S. Stoll, B. Burkhard, M. Frenzel, I. R. Geijzendorffer, C. Häuser, S. Klotz, I. Kühn, and W. H. McDowell (2018), The next generation of site-based long-term ecological monitoring: linking essential biodiversity variables and ecosystem integrity, *Science of the Total Environment*, *613*, 1376–1384.

Haggerty, R., S. M. Wondzell, and M. A. Johnson (2002), Power-law residence time distribution in the hyporheic zone of a 2nd-order mountain stream, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, *29*(13), 1640.

Harvey, J. W., J. K. Böhlke, M. A. Voytek, D. Scott, and C. R. Tobias (2013), Hyporheic zone denitrification: Controls on effective reaction depth and contribution to whole-stream mass balance, *Water Resources Research*, *49*(10), 6298–6316.

Kessler, A. J., R. N. Glud, M. B. Cardenas, and P. L. M. Cook (2013), Transport zonation limits coupled nitrification-denitrification in permeable sediments, *Environmental Science & Technology*, *47*(23), 13404–13411.

Kessler, A. J., R. N. Glud, M. B. Cardenas, M. Larsen, M. F. Bourke, and P. L. M. Cook (2012), Quantifying denitrification in rippled permeable sands through combined flume experiments and modeling, *Limnology and Oceanography*, *57*(4), 1217–1232.

Kiel, B. A., and M. B. Cardenas (2014), Lateral hyporheic exchange throughout the Mississippi River network, *Nature Geoscience*, *7*(6), 413.

Kirchner, J. W., X. Feng, and C. Neal (2000), Fractal stream chemistry and its implications for contaminant transport in catchments, *Nature*, *403*(6769), 524–527, doi:10.1038/35000537.

Kollet, S. J., and R. M. Maxwell (2008b), Demonstrating fractal scaling of baseflow residence time distributions using a fully-coupled groundwater and land surface model, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, *35*(7), 7402.

Lee, J.-M., and G. Kim (2006), A simple and rapid method for analyzing radon in coastal and ground waters using a radon-in-air monitor, *Journal of environmental radioactivity*, *89*(3), 219–228.

Liao, Z., D. Lemke, K. Osenbrück, and O. A. Cirpka (2013), Modeling and inverting reactive stream tracers undergoing two-site sorption and decay in the hyporheic zone, *Water Resources Research*, *49*(6), 3406–3422.

Lohse, K.A., P.D. Brooks, J.C. McIntosh, T. Meixner, and T.E. Huxman (2009), Interactions between biogeochemistry and hydrologic systems, *Annual Review of Environment and Resources*, *34*, 65–96.

Małoszewski, P., and A. Zuber (1982), Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers: 1. Models and their applicability, *Journal of Hydrology(Amsterdam)*, *57*(3-4), 207–231.

Marzadri, A., D. Tonina, and A. Bellin (2012), Morphodynamic controls on redox conditions and on nitrogen dynamics within the hyporheic zone: Application to gravel bed rivers with alternate-bar morphology, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *117*(G3).

Mirtl, M., E. T. Borer, I. Djukic, M. Forsius, H. Haubold, W. Hugo, J. Jourdan, D. Lindenmayer, W. H. McDowell, and H. Muraoka (2018), Genesis, goals and achievements of long-term ecological research at the global scale: a critical review of ILTER and future directions, *Sci. Total Environ*, *626*, 1439–1462.

Morgenstern, U., M. K. Stewart, and R. Stenger (2010), Dating of streamwater using tritium in a post nuclear bomb pulse world: continuous variation of mean transit time with streamflow, *Hydrology and Earth System Sciences*, *14*(11), 2289–2301.

Oldham, C. E., D. E. Farrow, and S. Peiffer (2013), A generalized Damkohler number for classifying material processing in hydrological systems, *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(3), 1133.

Pittroff, M., S. Frei, and B. S. Gilfedder (2017), Quantifying nitrate and oxygen reduction rates in the hyporheic zone using 222Rn to upscale biogeochemical turnover in rivers, *Water Resources Research*, *53*(1), 563–579.

Pryshlak, T. T., A. H. Sawyer, S. H. Stonedahl, and M. R. Soltanian (2015), Multiscale hyporheic exchange through strongly heterogeneous sediments, *Water Resour. Res.*, *51*(11), 9127–9140.

Rantz, S. E. (1982), Measurement and computation of streamflow: Volume 1, Measurement of stage and discharge, *WATER-SUPPLY PAPER 2175*, USGS, Washington D.C.

Runkel, R. L. (1998), One-dimensional transport with inflow and storage (OTIS): A solute transport model for streams and rivers, US Department of the Interior, US Geological Survey.

Sanz-Prat, A., C. Lu, R. T. Amos, M. Finkel, D. W. Blowes, and O. A. Cirpka (2016), Exposure-time based modeling of nonlinear reactive transport in porous media subject to physical and geochemical heterogeneity, *Journal of contaminant hydrology*, *192*, 35–49.

Schlesinger, W. H. (2004), Better living through biogeochemistry, *Ecology*, *85*(9), 2402–2407.

Seeboonruang, U., and T. R. Ginn (2006), Upscaling heterogeneity in aquifer reactivity via exposure-time concept: Forward model, *Journal of contaminant hydrology*, *84*(3), 127–154.

Thomas, Z., P. Rousseau-Gueutin, B. W. Abbott, T. Kolbe, H. Le Lay, J. Marçais, F. Rouault, C. Petton, P. Pichelin, and G. Le Hennaff (2019), Long-term ecological observatories needed to understand eco-hydrological systems in the Anthropocene: a catchment-scale case study in Brittany, France, *Regional Environmental Change*, *19*(2), 363–377.

Tonina, D., F. P. J. de Barros, A. Marzadri, and A. Bellin (2016), Does streambed heterogeneity matter for hyporheic residence time distribution in sand-bedded streams?, *Advances in Water Resources*, *96*, 120–126.

Trauth, N., C. Schmidt, U. Maier, M. Vieweg, and J. H. Fleckenstein (2013), Coupled 3-D stream flow and hyporheic flow model under varying stream and ambient groundwater flow conditions in a pool-riffle system, *Water Resources Research*, *49*(9), 5834–5850.

Trauth, N., C. Schmidt, M. Vieweg, U. Maier, and J. H. Fleckenstein (2014), Hyporheic transport and biogeochemical reactions in pool-riffle systems under varying ambient groundwater flow conditions, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *119*(5), 910–928.

Unland, N. P., I. Cartwright, G. C. Rau, J. Reed, B. S. Gilfedder, A. P. Atkinson, and H. Hofmann (2013), Investigating the spatio-temporal variability in groundwater and surface water interactions: a multi-technique approach, *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(9), 3437.

Vieweg, M., M. J. Kurz, N. Trauth, J. H. Fleckenstein, A. Musolff, and C. Schmidt (2016), Estimating time-variable aerobic respiration in the streambed by combining electrical conductivity and dissolved oxygen time series, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *121*(8), 2199–2215.

Zarnetske, J. P., R. Haggerty, S. M. Wondzell, and M. A. Baker (2011), Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *116*(G1).

Zarnetske, J. P., R. Haggerty, S. M. Wondzell, V. A. Bokil, and R. González-Pinzón (2012), Coupled transport and reaction kinetics control the nitrate source-sink function of hyporheic zones, *Water Resources Research*, *48*(11).