UNIVERSITÉ DE RENNES 1

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

Ecole Doctorale n° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

Nataline SIMON

Développement des méthodes actives de mesures distribuées de température par fibre optique pour la quantification des écoulements souterrains : apports et limites pour la caractérisation des échanges nappe/rivière

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 13/11/2020
Unité de recherche : UMR6118 Géosciences Rennes

Rapporteurs avant soutenance :

Philip BRUNNER	Professeur, Université de Neuchâtel
Florentina MOATAR	Directrice de recherche, IRSTEA

Composition du Jury :

Jean-Raynald DE DREUZY Président	Directeur de recherche, Université de Rennes 1
Philip BRUNNER	Professeur, Université de Neuchâtel
Florentina MOATAR	Directrice de recherche, IRSTEA
Alain DASSARGUES	Professeur, Université de Liège
Nicolas FLIPO	Maître de recherche, MINES ParisTech
Maria KLEPIKOVA	Marie Curie Research Fellow, Université de Rennes 1
Olivier BOUR Directeur de thèse	Professeur, Université de Rennes 1

Invitée

Mathilde HOAREAU	Cheffe de projet, Agence de l'eau Loire-Bretagne

THÈSE DE DOCTORAT / UNIVERSITÉ DE RENNES 1

École Doctorale n° 600
École doctorale Écologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Développement des méthodes actives de mesures distribuées de température par fibre optique pour la quantification des écoulements souterrains : apports et limites pour la caractérisation des échanges nappe/rivière

Par : **Nataline SIMON**

Sous l'encadrement de : **Olivier BOUR, Professeur, Université de Rennes 1**

Rapporteurs avant soutenance :

Philip BRUNNER	Professeur, Université de Neuchâtel
Florentina MOATAR	Directrice de recherche, IRSTEA

Thèse soutenue à Rennes le 13 Novembre 2020, devant le jury composé de :

Philip BRUNNER	Professeur, Université de Neuchâtel
Florentina MOATAR	Directrice de recherche, IRSTEA
Jean-Raynald DE DREUZY	Directeur de recherche, Université de Rennes 1
Alain DASSARGUES	Professeur, Université de Liège
Nicolas FLIPO	Maître de recherche, MINES ParisTech
Maria KLEPIKOVA	Marie Curie Research Fellow, Université de Rennes 1
Olivier BOUR	Professeur, Université de Rennes 1
Directeur de thèse	

Invitée

Mathilde HOAREAU	Cheffe de projet, Agence de l'eau Loire-Bretagne

Financements

Cette thèse a été financée par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, que nous remercions pour leur soutien et pour l'intérêt qu'ils ont montré pour ce projet. Le financement des équipements a été également soutenu par l'ANR EQUIPEX CRITEX (ANR-11-EQPX-0011) et par le programme INSU EC2CO (projet HOTFLUX).

Remerciements

Ces années de thèse passées à Géosciences Rennes, et tout particulièrement au sein de l'équipe DIMENV, ont été agréables, enrichissantes et ponctuées de conférences et de séminaires, de terrains (plus ou moins mouvementés), et surtout de rencontres marquantes.

Olivier, ces premiers remerciements ne peuvent que t'être adressés. Tu m'as accordé ta confiance depuis mon premier stage de master et je suis honorée d'avoir pu travailler à tes côtés. Ton soutien et ta présence, notamment dans les moments difficiles personnels que j'ai traversés, m'ont été importants et précieux. Merci pour ta disponibilité, pour ta sagacité, pour ton humanisme.

C'est tout naturellement que je souhaite ensuite m'adresser à Nicolas Lavenant. Nico, merci pour tout ce que tu as fait durant ces années. D'abord pour ta gentillesse et ta générosité et ensuite d'avoir toujours été présent et tout particulièrement lors des expériences et des terrains. Ensemble, on a fait des dizaines et des dizaines de splices (et même au milieu de rivière en crue !), enroulé des centaines (si ce n'est des milliers) de kilomètres de câble de fibre optique, explosé le forfait internet de l'équipe et même affronté des mini-tempêtes sur le terrain. Bref, comme je le disais, tu as toujours été là, toujours été patient et j'ai beaucoup appris et grandi à tes côtés.

Je voudrais également remercier toutes les personnes avec qui j'ai pu travailler ces dernières années. Je pense bien sûr à Christophe Petton, qui a toujours été présent lors de nos manip, prévenant et attentionné, à Alain Crave, pour ses conseils et sa gentillesse, à Laurent Longuevergne ou encore à Joris Heyman. J'en profite pour saluer mon « petit » stagiaire François Robustelli pour sa bonne humeur (Deux-peccable) et son énergie. Merci également à Francesco Ciocca et toute l'équipe de Silixa de m'avoir accueillie durant un mois. Enfin, un grand merci à Gilles Porel, Benoît Nauleau et Denis Paquet pour leur gentillesse et leur accueil toujours chaleureux.

D'un point de vue personnel, ces années n'auraient pas été les mêmes sans la présence de mes incroyables co-bureaux. Jérôme, tu es adorable, gentil et talentueux et tes chansons et danses (tes gros mots aussi) ont égayé mes années de thèse ! Marie-Françoise, je ne saurais trouver assez de mots pour te dire combien tu as été essentielle pour moi. Ton rire complètement fou, nos playlists complètement pourries et toutes tes petites allergies et bobos ont rythmé les trois belles et précieuses années passées ensemble. Pour tous ces moments et pour ton amitié, je te remercie. Ensuite, j'ai une pensée particulière pour mes deux meilleures amies d'enfance, Justine et Agathe, qui, malgré l'éloignement, m'ont toujours soutenue et que j'adore retrouver dès que l'occasion se présente.

Je souhaite maintenant me tourner vers ma famille. Je sais que faire une thèse est un choix égoïste qui demande beaucoup de sacrifices. Malgré cela, vous avez toujours été là pour moi, pour me soutenir, m'encourager et m'aimer. Ma famille de monstres préférés, je tiens à vous remercier tous les 4 pour tout. Chaque moment passé à vos côtés a été ressourçant et m'a donné du courage pour aller jusqu'au bout de ce projet. Ma yaya, merci d'être ma grande sœur. Tu es une femme courageuse et un modèle pour moi et j'aime à penser qu'on se ressemble. Évidemment, je tiens à remercier tout particulièrement ma maman. Tu as toujours été une maman aimante, présente et douce. Tu m'as transmis ta ténacité, ta persévérance et tu m'as portée jusque-là. Avec papa, vous m'avez offert une enfance paisible, douce et exceptionnelle. Je ne pourrai jamais assez vous remercier pour tout, pour avoir cru en moi, pour m'avoir aimée, gâtée et choyée.

Finalement, pour toi. Les évidences se passent de mots, alors je te dirais simplement merci d'être là, merci d'être toi, merci d'être nous.

« Euh… Quoi d'neuf, docteur ? »

Bugs Bunny,

À mon papa …

Table des matières

Introduction Générale ____ *1*

Volet 1

Partie 1 - Méthodes de mesures distribuées des flux d'eau en milieu souterrain

Chapitre 1 – Mesures distribuées de température par fibre optique ____ *21*

1.Mesures distribuées de température par fibre optique ____ *22*

1.1. Principe de la mesure ____ **22**

1.2. Outils de mesure : échantillonnage et résolution spatiale ____ **24**

1.2.1. Échantillonnage spatial ____ 24

1.2.2. Résolution de température et temps d'intégration ____ 24

1.2.3. Résolution spatiale des mesures ____ 24

1.2.4. Outils de mesure ____ 26

1.3. Protocole expérimental et calibration des données ____ **26**

1.3.1. Principe de calibration des données ____ 26

1.3.2. Configuration des mesures ____ 27

1.3.3. Calibration des données ____ 29

2.Principe des mesures actives ____ *30*

Chapitre 2 – A Comparison of Different Methods to Estimate the Effective Spatial Resolution of FO-DTS Measurements Achieved during Sandbox Experiments ____ *33*

1.Introduction ____ *35*

2.Materials and Methods ____ *38*

2.1. The "90% Step Change" Method ____ **38**

2.2. Estimation of the Effective Spatial Resolution ____ **39**

2.3. Modelling FO-DTS Measurements ____ **41**

2.4. Sandbox Experiments ____ **45**

2.4.1. Objectives of the DTS Experiments ____ 45

2.4.2. Experimental Setup ____ 45

2.4.3. Data Acquisition ____ 47

2.4.4. Heat Tracer Experiment ____ 50

3.Results ____ *51*

3.1. Effect of Spatial Resolution on Temperature Profiles ____ **51**

3.2. Estimation of the Effective Spatial Resolution ____ **53**

3.2.1. Using the "90% Step Change" Method ____ 53

3.2.2. Using the Correlation Length ____ 54

3.2.3. Using the Derivative Method ____ 56

4.Discussion ____ *59*

4.1. Comparison of the Methods for Estimating the Effective Spatial Resolution ____ **59**

4.2. Feasibility of Using FO-DTS in Laboratory Tests ____ **61**

5.Conclusions ____ *62*

Chapitre 3 – Numerical and experimental validation of the applicability of active-DTS experiments to estimate thermal conductivity and groundwater flux in porous media 65

Abstract 67

1.Introduction 67

2.Materials and Methods 70

2.1. Theoretical background 70

2.1.1. Heat transfer through porous media 70

2.1.2. The Instantaneous Line Source (ILS) model 71

2.1.3. The Moving Instantaneous Line Source (MILS) model 72

2.1.4. Applications for active-DTS experiments 74

2.2. Numerical model 76

2.3. Sandbox laboratory experiments 78

2.3.1. Experimental Setup 78

2.3.2. Heat Tracer Experiments 79

3.Results 81

3.1. Numerical Simulations Results 81

3.2. Description of the typical thermal response curve 83

3.3. Interpretation of the Thermal Response Curve 85

3.3.1. The use of the MILS model 85

3.3.2. Graphical interpretation of the thermal response curve 87

3.3.3. Expected increase of temperature 89

3.4. Experimental Validation 90

3.4.1. Experiments Results 90

3.4.2. Detailed application of the interpretation methods 92

3.4.3. Interpretation of the different experimental thermal curves 95

4.Discussion 96

4.1. Sensitivity of parameters on the temperature rise 98

4.2. Uncertainty on flux estimates 100

4.3. Heating durations and applicability of the method 101

4.4. Experimental conditions to apply the method 103

5.Conclusions 105

Chapitre 4 – Mesures actives : résultats complémentaires 109

1.Effet de l'orientation du câble de fibre optique 110

1.1. Élévation de température le long de la section EF 111

1.2. Modélisation du transport de chaleur depuis le brin DE 112

1.3. Mise en évidence de l'effet de l'angle 113

1.4. Hypothèse sur l'effet de l'angle 116

1.5. Conclusions sur l'effet de l'orientation du câble 117

2.Influence de la puissance injectée sur l'élévation de température 118

2.1. Tests en laboratoire 119

2.2. Modélisation de l'élévation de température 120

2.3. Réponse thermique associée au changement de puissance 121

2.4. Discussions et conclusions 122

3.Effet d'un changement de flux pendant la période de chauffe 123

3.1. Hypothèse d'un changement de flux 123

3.2. Mesures en banc expérimental 124

3.3. Interprétation de la réponse thermique 126

3.4. Discussions et Conclusions sur l'effet d'un changement de flux 129

4.Conclusions générales du chapitre _____ *130*

Conclusion générale de la Partie 1 _____ *132*

Volet 2

Introduction _____ *136*

1.Origine de l'eau des rivières _____ *137*

2.De l'importance des interactions nappe/rivière : rôle clé de la zone hyporhéique ____ *138*

3.Dynamique des échanges nappe/rivière _____ *141*

3.1. Origine des écoulements _____ **141**

3.2. Dynamique spatiale des interactions nappe/rivière _____ **143**

3.2.1. Une question d'échelle _____ 143

3.2.2. Le sens des écoulements sous contrôle de la topographie _____ 144

3.2.2.1. Topographie à l'échelle du bassin versant ou à l'échelle régionale _____ 144

3.2.2.2. Morphologie du lit de la rivière, l'échelle intermédiaire _____ 146

3.2.2.2.1. Morphologie du lit de la rivière et écoulements souterrains _____ 146

3.2.2.2.2. Styles Fluviaux et recirculations souterraines _____ 148

3.2.2.3. Topographie du lit de la rivière, l'échelle locale _____ 149

3.2.3. Influence de la géologie sur les interactions nappe/rivière _____ 149

3.3. Dynamique temporelle des échanges nappe/rivière _____ **151**

3.3.1. Influence du climat à l'échelle régionale _____ 152

3.3.2. Influence du climat à l'échelle locale _____ 153

3.3.2.1. Variations saisonnières des écoulements _____ 153

3.3.2.2. Les épisodes de crue _____ 154

3.3.2.3. Dynamique temporelle et extension spatiale : Bank Storage Effect _____ 155

3.4. Complexité des écoulements hyporhéiques _____ **157**

3.5. Effet des activités humaines sur les échanges nappe/rivière _____ **158**

4.Caractérisation des échanges nappes/rivières _____ *161*

5.Utilisation de la chaleur en rivière comme traceur des écoulements _____ *163*

5.1. Les méthodes passives : variations naturelles de température _____ **164**

5.1.1. Fondements des méthodes passives _____ 164

5.1.2. Applications ponctuelles : profils verticaux de température _____ 165

5.1.3. Utilisation de mesures distribuées de température en rivière _____ 167

5.2. Les méthodes actives : injection d'une source de chaleur _____ **170**

6.Travaux de thèse et objectifs généraux _____ *171*

Application sur le bassin versant de Kerrien-Kerbernez _____ **172**

Application sur le site expérimental du Pont de Signy (Sélune) _____ **173**

Partie 2 Application sur le site de Kerrien

Complementarities of passive and active DTS methods to locate and quantify groundwater/surface water interactions *177*

Abstract ***177***

1.Introduction ***178***

2.Materiel and methods ***182***

2.1. Principle of the methods **182**

2.2. The experimental setup on the Kerbernez catchment **185**

2.2.1. The Kerbernez catchment 185

2.2.2. Hydrological dynamics of the study site 186

2.3. Passive DTS measurements and data interpretation **188**

2.3.1. FO cable deployment 188

2.3.2. Data Acquisition 190

2.3.3. Data interpretation 191

2.4. Active DTS measurements **195**

2.4.1. FO cable deployment and data acquisition 195

2.4.2. Principle of data interpretation 196

3.Results ***200***

3.1. Passive DTS measurements **200**

3.1.1. Qualitative approach 200

3.1.1.1. Long-term monitoring of streambed temperature along the river 200

3.1.1.2. Spatial variability of groundwater discharge 203

3.1.1.3. Temporal variability of groundwater discharge 206

3.1.2. Quantifying groundwater/ stream water exchanges 208

3.1.2.1. From punctual vertical temperature profiles (VTP) 208

3.1.2.2. Fluxed deduced from passive-DTS measurements 211

3.2. Active DTS measurements **214**

3.2.1. Increase of temperature along the heated section 214

3.2.2. Data processing 216

3.2.3. Typical response curves 217

3.2.4. Data interpretation: application on experimental data 219

3.2.5. Spatial distribution of thermal conductivity and water flow 220

3.3. Comparison between passive- and active-DTS measurements **222**

4.Discussions and conclusions ***224***

4.1. Passive DTS measurements **224**

4.2. Active DTS-measurements **227**

Partie 3 Application de la méthode sur la Sélune

Organisation de la Partie 3 ____ **233**

✗ *Chapitre 1 – La Sélune : du bassin versant au site d'étude* ____ **235**

1.La Sélune et son bassin versant ____ **236**

1.1. Le bassin versant de la Sélune ____ **236**
1.2. Géologie et hydrogéologie ____ **237**
1.3. Hydrologie de surface ____ **239**
1.4. Les barrages ____ **240**

2.Le site de Signy : caractérisation des échanges nappe/rivière à l'échelle du méandre **242**

2.1. Matériel et méthodes ____ **242**
2.1.1. Description du site expérimental ____ 242
2.1.2. Instrumentation du champ captant ____ 243
2.1.3. Méthodes de caractérisation des écoulements à l'échelle du méandre ____ 245
2.2. Résultats : Dynamique des écoulements à l'échelle du méandre ____ **246**
2.2.1. Géologie et paramètres hydrogéologiques ____ 246
2.2.2. Hydrologie ____ 247
2.2.3. Piézométrie ____ 249
2.2.4. Écoulements dans le méandre ____ 251

3.Vers une caractérisation plus locale des interactions ____ **252**

4.Caractérisation des échanges nappe/rivière à l'échelle d'un tronçon du méandre ____ **253**

4.1. Matériel et Méthodes ____ **254**
4.1.1. Description du tronçon de rivière étudié ____ 254
4.1.2. Méthodes de caractérisation des écoulements ____ 255
4.2. Résultats et discussion ____ **256**
4.2.1. Différence de charges entre la Sélune et le transect P ____ 256
4.2.2. Méthode basée sur la loi de Darcy ____ 259
4.2.3. Profils verticaux de température ____ 260
4.2.3.1. Mesures de température à différentes profondeurs ____ 260
4.2.3.2. Interprétation des données de profils verticaux de température ____ 261
4.2.4. Seepage-meters ____ 263
4.2.5. Discussion générale sur la caractérisation des écoulements à cette échelle ____ 264

✗ *Chapitre 2 – Mesures actives DTS : installation, matériel, mesures* ____ **265**

1.Installation durable des équipements en rivière ____ **266**

1.1. Principe et plan général des installations ____ **266**
1.2. Installation des câbles de fibre optique ____ **267**
1.2.1. Plan d'installation des câbles ____ 267
1.2.2. Installation des câbles de fibre optique ____ 269
1.2.2.1. Technique d'installation ____ 269
1.2.2.2. Application sur le terrain ____ 270
1.3. Équipements en rivière ____ **271**

2.Déroulement des expériences actives sur le terrain ____ **275**

2.1. Équipement et installation ____ **275**
2.1.1. Installation du matériel ____ 275
2.1.2. Acquisition et calibration des mesures distribuées de température ____ 275
2.1.3. Mesures actives/Périodes de chauffe ____ 276

2.2. Semaines expérimentales et tests de chauffe 278
2.3. Conditions hydrologiques lors des semaines expérimentales 279

3.Acquisition et traitement des données 280

Chapitre 3 – Traitement des données 283

1.Mesures distribuées de température 284
1.1. Profils en long de température 284
1.1.1. Mesures passives/actives de température 284
1.1.1.1. Mesures le long du câble FO1 284
1.1.1.2. Mesures le long du câble FO2 286
1.1.2. Répétition des mesures actives sur une même section 287
1.2. Évolution temporelle de la température mesurée 289
1.3. Incertitude sur les mesures 291

2.Représentativité des mesures 292
2.1. Exemple d'application de la méthode 292
2.2. Évolution de l'installation 295

3.Variations de température de la rivière : effet sur la réponse thermique 297
3.1. Filtrage des données 297
3.1.1. La réponse thermique sous contrôle des variations journalières de température 297
3.1.2. Méthode de filtrage des données 299
3.2. Résultats du filtrage 301

4.Analyse qualitative des résultats 303
4.1. Évolution de la température et régimes thermiques 303
4.2. Variabilité de la réponse thermique 304

5.Discussion et conclusion 307

Chapitre 4 – Interprétation des résultats : cohérence et incertitude des estimations 311

1.Interprétation semi-automatique des résultats 312
1.1. Principe et méthode d'interprétation 312
1.1.1. Étape 1 : estimation de la période de référence 312
1.1.2. Étape 2 : estimation semi-automatique de la conductivité thermique 313
1.1.3. Étape 3 : estimation semi-automatique du flux d'eau 315
1.2. Automatisation de l'interprétation : cohérence des estimations 316
1.3. Corrélation entre les différentes grandeurs 320

2.Bruit et incertitude : Significativité des estimations 322
2.1. Bruit dans les mesures de température : effet sur l'interprétation des données 322
2.1.1. Effet du bruit sur l'estimation de λ 323
2.1.2. Effet du bruit sur l'estimation de q 324
2.1.3. Implications sur les grandeurs estimées et leur significativité 325
2.2. Reproductibilité des mesures et des estimations 328

✗ *Chapitre 5 – Résultats et discussion sur les échanges nappe/rivière* ____ 331

1.Estimations des valeurs de conductivité thermique et de flux : synthèse des résultats 332

2.Dynamique temporelle des écoulements ____ 333
2.1. Évolution des écoulements au cours du temps ____ 333
2.2. Méandre et réponse aux variations de niveau dans la Sélune ____ 334
2.3. Des écoulements contrôlés des prélèvements dans la nappe alluviale ____ 336
2.3.1. La Sélune : source de réalimentation de la nappe alluviale ____ 337
2.3.2. Quantification de l'impact des pompages ____ 338
2.4. Bilan sur la dynamique temporelle des écoulements ____ 340
2.5. Une trace du colmatage ? ____ 341

3.Dynamiques spatiales ____ 342
3.1. Dynamique spatiale de la conductivité thermique ____ 342
3.2. Dynamique spatiale des écoulements ____ 343

4.Conclusions et Perspectives ____ 345

✗ *Discussions, Conclusions, Perspectives* ____ 349

1.Expériences actives : développement théorique et méthodes d'interprétation ____ 351
1.1. Simulations numériques et réponse thermique caractéristique ____ 352
1.2. Méthodes d'interprétation ____ 354
1.3. Validation par des mesures en banc expérimental ____ 356
1.4. Applicabilité de la méthode sur le terrain ____ 359
1.5. Limite instrumentale ____ 359

2.Apports de la méthode pour la caractérisation des échanges nappe/rivière ____ 361
2.1. Application en rivière pour caractériser les échanges nappe/rivière ____ 362
2.1.1. Application de la méthode sur le terrain ____ 362
2.1.2. Acquisition des données : puissance électrique injectée ____ 363
2.1.3. Traitement des données ____ 365
2.1.4. Interprétation des résultats ____ 366
2.1.5. Limites spécifiquement liées à l'application de la méthode en rivière ____ 367
2.2. Caractérisation des échanges nappe/rivière ____ 372
2.2.1. Comparaison avec les autres méthodes ____ 372
2.2.1.1. Comparaison avec les méthodes conventionnelles ____ 372
2.2.1.2. Comparaison avec les mesures passives ____ 373
2.2.2. Dynamique temporelle ____ 375
2.2.2.1. À l'échelle du cycle hydrologique ____ 375
2.2.2.2. Mesurer des changements de flux au cours du temps ____ 376
2.2.3. Dynamique spatiale ____ 377
2.2.3.1. Deux comportements très contrastés ____ 377
2.2.3.2. Du choix de l'emplacement des mesures actives ____ 379

3.Perspectives ____ 380
3.1. Concernant la caractérisation des échanges nappe/rivière ____ 380
3.2. Applications en rivière ____ 380
3.3. Autres domaines ____ 382

Références Bibliographiques ____ 385

Annexes _____ ***409***

*Annexe 1: Chroniques des différents paramètres suivi au niveau du site expérimental de Signy*___ ***410***

*Annexe 2 : Différence de charges entre le cours d'eau et les piézomètres*_____ ***411***

*Annexe 3 : Données de conductivité et d'oxygène mesurées dans les sédiments de la rivière*_____ ***412***

Annexe 4 : Chroniques de température mesurées au niveau des profils verticaux de température 2 et 4 _____ ***414***

Annexe 5 : Modélisation des mesures de température avec le modèle FLUX-BOT _____ ***415***

Annexe 6 : Plan de la charrue développée pour l'installation de câbles de fibre optique en rivière _ ***416***

Annexe 7 : Détails des conditions hydrologiques lors des différentes expériences de chauffe réalisées en avril 2018 _____ ***417***

Annexe 8 : Application de la méthode des dérivées sur les données de température collectées le long de la FO2 _____ ***418***

Annexe 9 : Estimation des valeurs distribuées de conductivité thermique – comparaison deux méthodes (MILS et calcul de pentes) _____ ***420***

Introduction Générale

Si remonter jusqu'à la source constitue certainement une noble quête vers la vérité, on pourrait se tromper en pensant que, partant de l'origine, tout se trouvera expliqué. Ceci est tout particulièrement vrai en hydrologie. Des petites sources en montagne aux larges estuaires formés par les fleuves, les cours d'eau façonnent le territoire autant que le territoire les façonne. Ainsi, les débits des rivières augmentent progressivement de leur source vers leur exutoire, résultat des échanges d'eau entre les rivières et les nappes d'eau souterraine qui s'opèrent au fil des paysages.

Les rivières et les nappes d'eau souterraine sont particulièrement connectées d'un point du vue hydrologique. Cette connexion, parfois difficile à appréhender, car invisible la plupart du temps, pourrait être illustrée à grands traits par la Figure i-1. Une partie de l'eau précipitée peut s'infiltrer dans le sol et percoler jusqu'à atteindre la nappe souterraine. Les eaux souterraines circulent dans l'aquifère, c'est-à-dire dans les interstices ou les fissures de la roche du sous-sol, depuis les zones de recharge jusqu'à leur exutoire. Dans la plupart des cas, les nappes se déversent en surface dans les zones basses de la topographie et donc dans les rivières, les océans, les lacs ou les zones humides (Freeze, 1974; Freeze & Cherry, 1979; Winter et al., 1998). Cette connexion entre les eaux souterraines circulant dans les aquifères et les eaux de surface est un élément clé du cycle hydrologique, notamment car elle conditionne de nombreux processus essentiels au fonctionnement des hydrosystèmes.

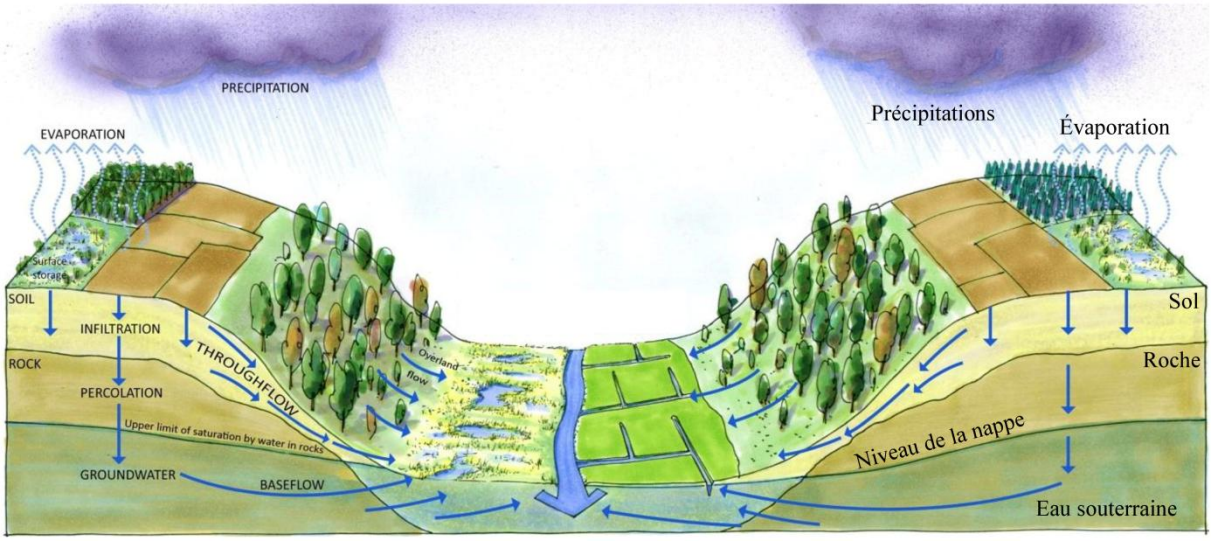


Figure i-1: De l'eau de pluie à l'eau de rivière: illustration des principaux processus d'écoulement de l'eau dans un bassin versant [Modifié d'après : https://europe.wetlands.org/]

L'identification et la quantification des échanges nappe/rivière sont devenues des enjeux majeurs en termes de compréhension et d'appréhension des ressources en eau, au vu de leurs impacts qualitatifs et quantitatifs sur cette ressource. Ainsi les eaux souterraines, en

alimentant les rivières, jouent un rôle prépondérant dans le maintien d'un débit d'étiage en périodes de basses eaux et contribuent au tamponnage thermique des eaux de surface. De ce fait, elles participent au maintien et à la préservation des écosystèmes aquatiques (Brunke & Gonser, 1997; Sophocleous, 2002; Winter et al., 1998). À cela s'ajoute le fait que la zone hyporhéique, lieu de rencontre des eaux souterraines et des eaux de surface, présente des propriétés physiques et chimiques spécifiques, offrant un environnement propice au développement de nombreuses espèces animales et végétales (Krause et al., 2009) et apparaît donc comme un véritable réservoir de biodiversité. Elle est de surcroît le siège d'un grand nombre de réactions biogéochimiques, qui jouent un rôle décisif dans l'épuration des cours d'eau et qui participent ainsi à l'amélioration et/ou au maintien de la qualité de l'eau (Boano et al., 2014; Boulton et al., 1998; Brunke & Gonser, 1997).

Bien qu'essentielle, la caractérisation des échanges nappe/rivière demeure particulièrement difficile du fait notamment de leur forte variabilité spatiale (Flipo et al., 2014; Kalbus et al., 2009; Sophocleous, 2002; Stonedahl et al., 2010). En effet, les écoulements dans les hydrosystèmes sont contrôlés à la fois par le gradient hydraulique et par la géologie. Alors que le gradient hydraulique est le moteur des écoulements et contrôle notamment leur sens (Winter et al., 1998), la géologie définit la conductivité hydraulique des structures et donc l'intensité de ces écoulements (White, 1993). Or, ils peuvent tous deux connaître une forte variabilité à différentes échelles de temps et d'espace (Cardenas, 2015; Stonedahl et al., 2010). Ainsi, les variations de la nature et de la topographie du lit de la rivière à l'échelle locale (Cardenas & Wilson, 2007; Frei et al., 2010), les différentes unités morphodynamiques (radiers, mouilles, banc, etc.) rencontrées à l'échelle du tronçon de rivière (Harvey & Bencala, 1993; Tonina & Buffington, 2007, 2011; Trauth et al., 2013), la morphologie du cours d'eau (méandres, tresses, etc.) (Larkin & Sharp, 1992; Woessner, 2000; Wondzell et al., 2019) et les structures géologiques et la topographie du bassin versant (Fleckenstein et al., 2006; Freeze & Cherry, 1979; Peterson & Wilson, 1988; Tóth, 1963; Winter et al., 1998; Winter, 2007) sont autant de caractéristiques susceptibles d'influencer la distribution spatiale des échanges nappe/rivière.

Ces échanges connaissent également une forte variabilité temporelle sous l'influence directe du climat. Les précipitations, à l'origine de la recharge, l'évaporation et l'évapotranspiration conditionnent ainsi les niveaux d'eau dans les rivières et dans les nappes et les gradients hydrauliques entre ces deux compartiments connaissent par conséquent des fluctuations saisonnières (Brunke & Gonser, 1997; Freeze, 1974; Sophocleous, 2002;

Wroblicky et al., 1998). Au-delà de ces variations, la dynamique temporelle des échanges peut également être impactée par de nombreux événements ou processus, parmi lesquels des épisodes de crue, qui affectent le niveau des rivières et peuvent même inverser localement le gradient hydraulique et conduire à l'infiltration d'eau de rivière vers la nappe (Gu et al., 2008; Hancock & Boulton, 2005; Harvey & Gooseff, 2015) ; ou encore des processus géomorphologiques comme des processus d'érosion ou de dépôts de sédiments, qui peuvent affecter le gradient et/ou la conductivité hydraulique à plus ou moins grande échelle. Les activités biogéochimiques ou la température de la rivière peuvent également impacter la conductivité hydraulique du lit de la rivière (Genereux et al., 2008; Storey et al., 2003; Xian et al., 2020) et donc l'intensité des échanges.

À tout cela viennent s'ajouter les activités humaines, comme les prélèvements d'eau en rivière ou dans les nappes, les ouvrages hydrauliques (barrages, digues, retenues d'eau), les aménagements des cours d'eau (canalisations, seuils, etc.) ou encore l'extraction de sédiments qui peuvent fortement impacter les dynamiques spatiales et temporelles des échanges nappe/rivière (Hancock, 2002).

Au vu de la forte variabilité spatiale et temporelle des échanges nappe/rivière et des enjeux forts liés à leur caractérisation, de nombreuses méthodes d'investigation des flux ont été développées et appliquées en rivière (Brunner et al., 2017; Fleckenstein et al., 2010; Kalbus et al., 2006). Parmi les différentes approches les plus fréquemment rencontrées, on pourra par exemple citer i) la mesure directe des flux, avec l'utilisation de seepage meters (Rosenberry et al., 2020), ii) l'estimation indirecte des écoulements à partir de l'équation de Darcy, qui nécessite d'estimer les gradients hydrauliques à partir de mesures de charges hydrauliques en piézomètres (Freeze & Cherry, 1979) ainsi que les conductivités hydrauliques (Baxter et al., 2003; Cardenas & Zlotnik, 2003; Marsily, 1976), iii) l'utilisation de bilans de masse entre deux sections de rivière, avec notamment des jaugeages différentiels qui permettent d'estimer le gain ou la perte d'eau sur une section donnée, ou encore iv) l'utilisation de la chaleur comme traceur des écoulements, qui se base sur l'identification d'anomalies thermiques afin de localiser les arrivées d'eau souterraines (Constantz, 2008) ou encore sur l'utilisation de profils verticaux de température, offrant la possibilité d'estimer les flux verticaux à partir de l'analyse de la propagation des variations journalières et saisonnières de température de la rivière en profondeur dans les sédiments (Hatch et al., 2006; Irvine et al., 2015; Lapham, 1989; Munz & Schmidt, 2017).

En fait, la grande variabilité des méthodes disponibles et appliquées pour caractériser les échanges nappe/rivière reflète parfaitement la difficulté de chacune d'elle à rendre pleinement compte de la complexité spatiale et temporelle de ces échanges. En effet, bien qu'elles présentent toutes des avantages certains, les méthodes conventionnelles de caractérisation des écoulements ont généralement le désavantage d'être soit trop localisées (seepage-meters, profils verticaux de température, mesures de conductivités hydrauliques, système MOLONARI, etc.) ou soit au contraire trop intégratives (jaugeage différentiel, mesures de gradients à grande échelle) pour rendre compte de cette complexité. Ce constat peut conduire à mettre en place une approche multi-échelles, combinant plusieurs méthodes de quantification des échanges nappe/rivière afin d'améliorer leur caractérisation (Mouhri et al., 2013; Varli & Yilmaz, 2018).

Dans ce contexte, le développement et l'application des méthodes de mesures distribuées de température à haute résolution par fibre optique (FO-DTS), il y a une quinzaine d'années maintenant, ont permis de toutes nouvelles perspectives quant à la caractérisation des échanges nappe/rivière (Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006). Initialement utilisée dans de nombreux domaines pour la détection d'incendies et aussi pour la détection de fuites dans l'industrie pétrolière, la technologie DTS (Distributed Temperature Sensing) permet de mesurer à haute résolution, la température en continu de manière distribuée dans le temps et l'espace le long d'un câble de fibre optique (Habel et al., 2009; SEAFOM, 2010; Ukil et al., 2012). Son application en rivière a ainsi permis d'observer des profils longitudinaux de température le long des cours d'eau sur de longues distances à haute résolution (tous les 12,5 cm pour les unités DTS les plus performantes), limitant fortement la contrainte d'échantillonnage liée aux autres méthodes.

Grâce aux anomalies de température induites par des exfiltrations d'eau de nappe, les mesures distribuées de température le long des cours d'eau permettent tout d'abord d'identifier et de localiser précisément des arrivées d'eau souterraine et donc de discuter leur variabilité spatiale. Ceci peut être par exemple illustré par les travaux de Westhoff et al. (2007). Comme le montre la Figure i-2, en déployant un câble de fibre optique à l'interface nappe/rivière et en mesurant des profils longitudinaux de température, des anomalies thermiques ont pu être clairement identifiées le long de ces profils à certains instants de la journée. Ces fortes diminutions de température observées localement sont directement dues à des arrivées d'eau souterraine, dont la température a été estimée à 9°C, qui contribuent à refroidir localement la température de la rivière. Pour arriver à de tels résultats, les câbles de fibre optique peuvent être déployés, comme dans cet exemple, à l'interface eau/sédiments, au

fond de la rivière (Briggs et al., 2012; Matheswaran et al., 2014; Rosenberry et al., 2016; Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Slater et al., 2010; Westhoff et al., 2007) mais ils peuvent également être enfouis dans les sédiments de la rivière (Krause et al., 2012; Le Lay et al., 2019; Lowry et al., 2007), ce qui facilite la détection des arrivées d'eau.

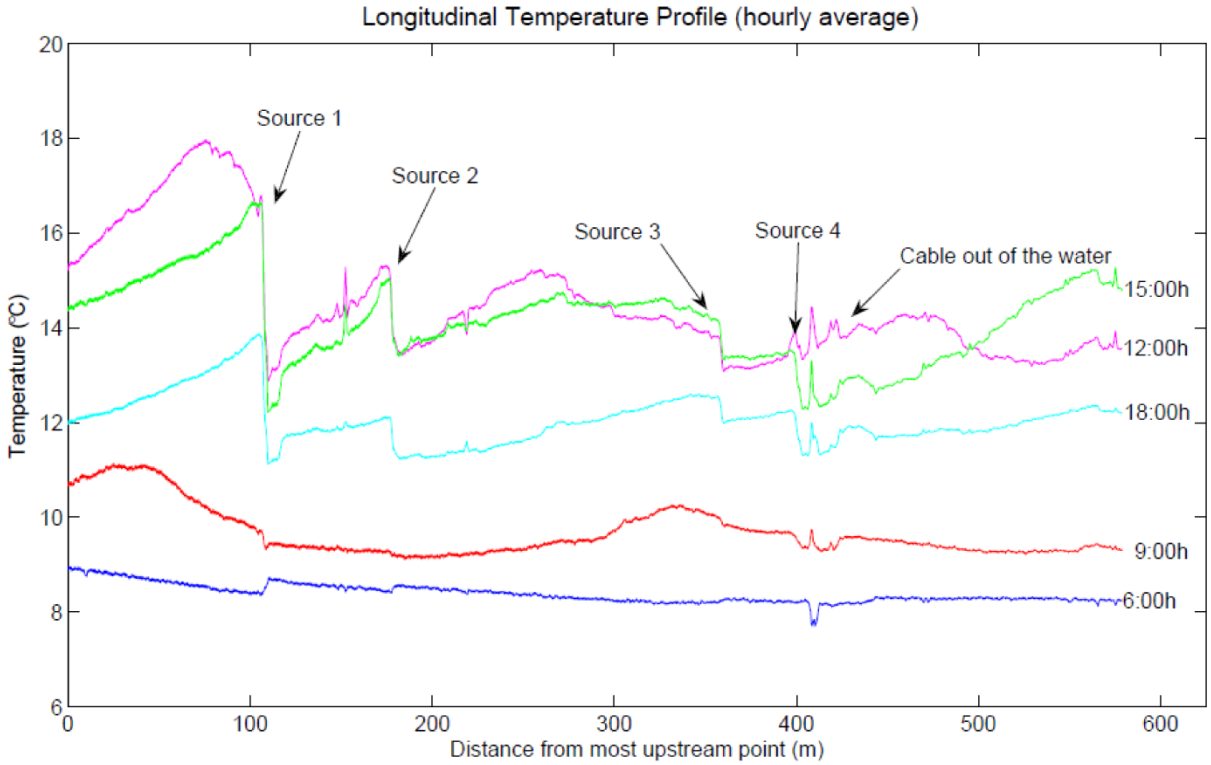


Figure i-2. Profils longitudinaux de température mesurés avec la technologie DTS en déployant un câble de fibre optique à l'interface eau/sédiments. Des sauts de température significatifs peuvent être observés à l'endroit des arrivées d'eau souterraine. [D'après les travaux de Westhoff et al. (2007)]

Bien que cette approche ait montré le potentiel de la méthode pour localiser les exfiltrations d'eau de nappe, et même pour suivre leur dynamique temporelle et saisonnière (Le Lay et al., 2019a; Matheswaran et al., 2014; Slater et al., 2010), son application reste toutefois limitée. En effet, et comme l'illustre également très bien la Figure i-2, l'identification d'anomalies thermiques n'est possible que s'il existe un contraste assez fort de température entre l'eau de la rivière et l'eau de la nappe. De plus, la quantification des échanges à partir de cette approche reste très limitée, l'utilisation de bilans thermiques et de modèles de conservation d'énergie (Selker, van de Giesen, et al., 2006; Westhoff et al., 2011) ne permettant pas de quantifier les arrivées d'eau diffuses n'impactant pas la température de la rivière. Par conséquent, les mesures DTS sont souvent utilisées dans le cadre d'études multi-approches, en complément à d'autres méthodes ponctuelles de quantification des

écoulements (Briggs, Lautz, & McKenzie, 2012; Koruk et al., 2020; S. Krause et al., 2012; Rosenberry et al., 2016).

Pour aller plus loin et obtenir une distribution des flux le long du câble, il est possible de coupler les mesures DTS avec l'utilisation de modèles 1D ou de solutions analytiques communément utilisés pour estimer les flux à partir de données de profils verticaux de température (Goto et al., 2005; Hatch et al., 2006; Irvine et al., 2015; Munz & Schmidt, 2017; Stallman, 1965). Sur ce principe, Mamer & Lowry (2013) ont réalisé des expériences en laboratoire en déployant deux câbles de fibre optique à différentes profondeurs dans un banc expérimental. L'analyse des différences de température mesurées entre ces deux câbles leur a permis d'estimer les flux verticaux de manière distribuée. Cette approche est tout à fait prometteuse puisqu'elle permettrait potentiellement en milieu naturel de mesurer des flux relativement diffus. Cependant, son application directe en rivière semble compromise puisqu'elle nécessiterait l'installation de deux câbles de fibre optique enfouis à deux profondeurs différentes dans les sédiments. Comme l'ont montré Le Lay et al. (2019b), il reste toutefois possible de coupler les données DTS avec des mesures ponctuelles de température, mais cela augmente nécessairement les incertitudes sur les flux estimés.

Pour résumer, les méthodes distribuées de mesure de température par fibre optique permettent de localiser, efficacement et sous certaines conditions, les échanges nappe/rivière. Toutefois, les études proposant une quantification distribuée des flux à partir de mesures DTS sont peu nombreuses, et les limites et incertitudes de la méthode restent encore pleinement à définir.

L'utilisation de la chaleur des écoulements n'a bien entendu pas été uniquement appliquée pour caractériser les échanges nappe/rivière, mais a été largement développée dans de nombreux domaines (hydrogéologie, géotechnique, géothermie, etc.) avec comme problématique commune la quantification des flux et de leur hétérogénéité. Face aux difficultés liées à cette caractérisation, des méthodes dites actives de mesures distribuées de température ont été expérimentées récemment. Contrairement aux méthodes passives, discutées jusqu'à maintenant, qui consistent à détecter des anomalies de température ou à enregistrer et interpréter des variations naturelles de température (Anderson, 2005), les méthodes actives consistent à suivre les changements de température induits par l'injection d'une source artificielle de chaleur dans un milieu.

Les premières applications de méthodes actives de mesures distribuées de température par DTS réalisées dans des forages en trou nu ont montré le potentiel de cette approche pour

caractériser les écoulements (Bense et al., 2016). Ainsi, Leaf et al. (2012), en injectant de l'eau chaude dans un forage, ont pu suivre les flux advectifs tout au long du câble de fibre optique, ce qui leur a permis de décrire les écoulements dans le forage et de localiser les arrivées d'eau liées aux fractures et au milieu poreux. De même, Read et al. (2015) ont proposé de suivre les flux verticaux et les écoulements entre fractures connectées en installant une source de chaleur ponctuelle (résistance électrique) au fond d'un forage. Ensuite, en déployant une source de chaleur linéaire dans le forage, à savoir un câble chauffant, Banks et al. (2014) ont démontré le potentiel de la méthode pour l'identification rapide des zones de fractures actives hydrauliquement. L'utilisation d'une source linéaire de chaleur rend la méthode beaucoup plus sensible aux écoulements et notamment aux faibles arrivées d'eau et présente l'avantage de pouvoir investiguer les écoulements souterrains en régime naturel.

Afin de limiter la détection d'écoulements liés à la présence du forage et caractériser les écoulements en régime naturel, d'autres auteurs ont proposé la réalisation d'expériences actives DTS en forages cimentés (F. Selker & Selker, 2018) ou en forages isolés temporairement avec du polymère (Klepikova et al., 2018) ou par des obturateurs hydrauliques (Coleman et al., 2015). Ces différentes applications ont montré le potentiel des méthodes actives pour caractériser précisément la distribution des écoulements souterrains et pour déterminer l'importance relative de ces écoulements en définissant des zones de flux plus ou moins forts.

En utilisant une source de chaleur linéaire, il est donc possible de détecter des différences de flux le long du câble de fibre optique. Ceci a été notamment montré par Read et al. (2014), qui ont mesuré les flux dans un forage nu, et par Sayde et al. (2015), qui ont estimé les variations spatiales et temporelles de vitesses du vent. Ces deux applications ont ainsi clairement démontré le lien existant entre la dissipation de la chaleur et l'écoulement du fluide (de l'eau et de l'air dans ces exemples) : plus la vitesse de circulation du fluide dans le milieu sera élevée, plus l'augmentation de température associée à l'injection de chaleur sera limitée puisqu'une partie de la chaleur générée sera dissipée par les circulations du fluide.

Des applications similaires existent également pour caractériser les flux dans les milieux poreux saturés. Tout d'abord, certaines études ont permis d'établir des solutions semi-empiriques entre les vitesses d'écoulement et l'élévation de température mesurée (Aufleger et al., 2007; Bakx et al., 2019; Perzlmaier et al., 2004), comme l'illustre par exemple la Figure i-3. Cette approche, bien qu'intéressante car permettant de quantifier les flux, est très imparfaite pour plusieurs raisons. D'une part, elle ne quantifie pas clairement le rôle des processus physiques comme la conduction ou l'advection de fluide, et sous-estime de fait largement le

rôle des propriétés thermiques sur l'élévation de température. D'autre part, l'établissement de ces solutions empiriques nécessite un étalonnage à l'aide de données expérimentales qui dépend fortement de la configuration de l'expérience (câble de fibre optique, câble chauffant). Pour ces différentes raisons, il est très difficile d'appliquer et de généraliser cette approche dans d'autres contextes.

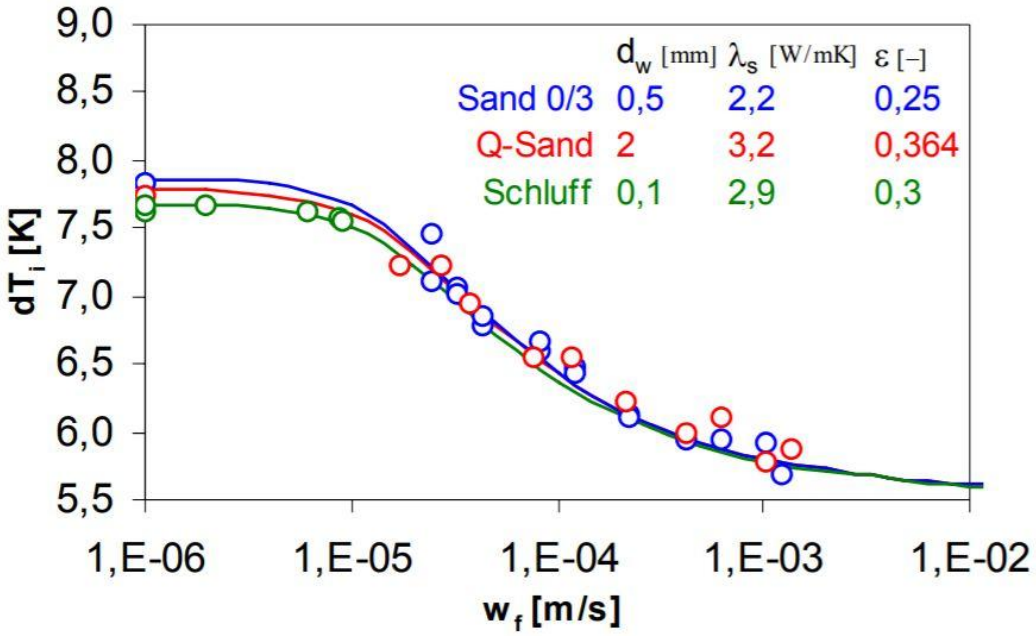


Figure i-3. Établissement d'une relation semi-empirique permettant de relier l'élévation de température (stabilisée), notée ici dT_i, au flux, noté ici w_f [d'après (Perzlmaier, 2005)].

Ensuite, une deuxième approche développée par Coleman et al. (2015) et Maldaner et al. (2019) vise à caractériser les écoulements naturels en milieux fracturés à l'aide d'un modèle numérique. Ce modèle leur a également permis d'établir une relation empirique entre les écoulements et la dissipation de la chaleur tout en considérant et estimant la conductivité thermique du milieu. Ils ont ainsi pu quantifier les flux dans les fractures actives hydrauliquement mais ont également démontré la difficulté d'estimer la conductivité thermique du milieu en présence de flux, ce qui peut impacter l'estimation de ces derniers. Bien que prometteuse, cette seconde approche est, une nouvelle fois, difficilement applicable et généralisable dans la mesure où la solution empirique doit être calibrée par un modèle numérique.

Finalement, l'approche la plus prometteuse a été récemment proposée par Bakker et al. (2015) et des Tombe et al. (2019). Ils utilisent une solution analytique, initialement développée par Carslaw & Jaeger (1959), décrivant la propagation de chaleur dans un milieu poreux saturé induite par l'injection d'une source de chaleur verticale infinie (moving line-

source). Cette solution analytique présente l'avantage de ne pas demander de calibration et de prendre en compte de manière explicite l'effet de la conduction thermique et de l'advection du fluide dans les milieux poreux saturés et de permettre ainsi de modéliser l'ensemble de l'augmentation de température mesurée au cours du temps. Cependant, ces récentes applications présentent encore un certain nombre de limites qui freinent leur application. Tout d'abord, la variation spatiale des propriétés thermiques du milieu, et en particulier de la conductivité thermique des sédiments, n'a pas été prise en compte dans l'interprétation des données et il n'a donc pas été clairement établi comment ce paramètre pouvait affecter l'élévation de température ou l'interprétation des données. Ensuite, faute de conditions contrôlées, cette approche n'a jamais pu être validée et ses limites et potentialités n'ont jamais été discutées.

Pour résumer, les différentes applications de méthodes actives de mesures distribuées de température, notamment en forages, ont permis de caractériser les écoulements à haute résolution spatiale, en décrivant leur distribution et en déterminant l'importance relative de ces écoulements en définissant des zones de flux plus ou moins forts. Les récents développements de méthodes d'interprétation des expériences actives soulignent la possibilité de quantifier les flux et leur distribution, même s'il semble que le véritable potentiel de ces expériences reste pleinement à découvrir et à démontrer. Les expériences actives devraient pouvoir être généralisées et utilisées dans différents contextes, notamment pour caractériser les échanges nappe/rivière, dès lors qu'un cadre d'interprétation théorique, général et précis aura été défini.

Il est intéressant de noter que, jusqu'à maintenant, les méthodes actives ont été peu utilisées en hydrologie pour quantifier les interactions nappe/rivière. Kurth et al. (2015), ayant enfoui un câble de fibre optique chauffant dans les sédiments d'un cours d'eau en restauration, ont proposé de calculer le taux de refroidissement du câble après l'injection de chaleur afin de mettre en évidence des zones préférentielles d'échanges. Toutefois, cette approche n'a pas conduit à une estimation des flux.

Dans ce contexte, le projet de thèse a pour objectif principal l'application et le développement des méthodes actives de mesures distribuées de température par fibre optique pour la caractérisation, à savoir l'identification, la localisation et la quantification, des échanges nappe/rivière. Ce travail doit ainsi permettre de discuter la faisabilité de l'application des mesures actives dans un tel contexte et d'en définir les apports et les principales limites.

Le projet s'est articulé autour de deux grands volets que sont i) le développement et la validation de méthodes d'interprétation des mesures actives DTS et ii) l'expérimentation et l'application de cette approche sur le terrain. De ce fait, ce mémoire de thèse sera divisé en deux grands volets distincts.

➢ **Le premier volet** de ce travail porte donc sur le développement et la validation de méthodes d'interprétation de mesures actives DTS permettant d'estimer les écoulements d'eau en milieu souterrain de manière distribuée.

Comme expliqué précédemment, les méthodes actives consistent à suivre les changements de température induits par l'injection d'une source artificielle de chaleur dans un milieu. Cette source de chaleur peut prendre plusieurs formes, comme par exemple l'injection d'eau chaude dans le milieu (Leaf et al., 2012), l'utilisation d'une source ponctuelle de chaleur comme une résistance chauffante (Read et al., 2015) ou l'utilisation couplée de câbles de fibre optique et de câbles chauffants (Bakker et al., 2015; Bakx et al., 2019; Banks et al., 2014; des Tombe et al., 2019; Klepikova et al., 2018; Liu et al., 2013; F. Selker & Selker, 2018). Pour ces différentes configurations, la source de chaleur est donc distincte et indépendante du câble de fibre optique, ce qui peut poser un problème technique lorsqu'on envisage une application en rivière, pour laquelle l'utilisation d'un seul câble sera privilégiée. Pour ce faire, il y a deux possibilités. La première consiste à utiliser un câble composite regroupant des fibres optiques pour la mesure de la température et des conducteurs électriques pour l'injection de chaleur (Aufleger et al., 2007; Coleman et al., 2015; Maldaner et al., 2019; Perzlmaier et al., 2004), mais ce type de câble présente généralement une faible résistivité, ce qui limite la puissance électrique pouvant être injectée dans le câble et réduit la sensibilité des mesures aux variations de flux. Enfin, et c'est la configuration qui sera utilisée pour ces travaux de thèse, il est également possible d'injecter un courant électrique directement dans l'armature en acier du câble qui protège les fibres optiques. Cette injection d'électricité autour des fibres optiques entraîne, par effet Joule, une augmentation de la température du câble. Dans ce cas, un unique câble de fibre optique est utilisé à la fois comme source de chaleur et comme outil de mesure de la température (Bense et al., 2016; Read et al., 2014) et la forte résistivité du câble permet d'injecter des puissances électriques plus importantes, et d'obtenir des mesures de température très sensibles aux variations de flux.

Concernant l'interprétation des mesures, nous nous sommes concentrés sur l'utilisation de solutions analytiques pour interpréter l'augmentation de température mesurée durant les

périodes d'injection de chaleur et ainsi estimer les flux et leur distribution le long du câble de fibre optique. En effet, l'approche d'interprétation proposée par Bakker et al. (2015) et des Tombe et al. (2019) semble très prometteuse malgré un certain nombre de limites et d'incertitudes, notamment liées à la détermination de la conductivité thermique et au manque de validation de leur solution analytique et de leurs résultats. De plus, leurs expériences reposent sur l'utilisation d'un câble chauffant source combiné à un câble de fibre optique pour mesurer la température à une distance donnée. Leur solution analytique ne peut donc pas être directement appliquée dans notre cas où le même câble est utilisé comme source de chaleur et pour mesurer la température. Pour ces différentes raisons, il a été nécessaire de réaliser une nouvelle étude plus complète.

Dès lors, nous proposons de réaliser de nouveaux développements théoriques ciblés, basés sur des modélisations numériques de transfert de chaleur réalisées sous ComSol, avec comme objectifs principaux i) **la compréhension et la description plus précise des différents régimes thermiques et paramètres associés** régissant l'élévation de température durant l'injection d'électricité dans la gaine du câble de fibre optique et ii**) le développement de méthodes d'interprétation de la réponse thermique permettant d'estimer à la fois la conductivité thermique du milieu poreux et les flux d'eau de manière distribuée dans le domaine souterrain**.

Par la suite, les travaux se sont concentrés sur la **validation des résultats des simulations numériques**, et plus particulièrement sur la **validation des méthodes d'interprétation développées**. Pour ce faire, des mesures actives DTS ont été réalisées en laboratoire dans un banc expérimental, au sein duquel les écoulements étaient parfaitement contraints.

Enfin, l'utilisation complémentaire des simulations numériques et des mesures expérimentales en laboratoire devra permettre de **définir les limites et l'applicabilité de la méthode** dans différents contextes. L'ensemble de ces travaux doit conduire à **proposer un cadre théorique, général et précis à l'application des méthodes actives de mesures distribuées de température, qui devrait faciliter la généralisation de leur application pour caractériser l'hétérogénéité des écoulements dans différents contextes**.

- **Pour le second volet,** les travaux se sont concentrés sur la réalisation de mesures actives en rivière, c'est-à-dire en enfouissant des câbles chauffants dans les sédiments des cours d'eau, et sur l'interprétation de ces mesures afin de quantifier les écoulements à l'interface

nappe/rivière. Pour ce faire, nous présenterons dans ce mémoire les résultats expérimentaux obtenus sur deux sites d'étude présentant des contextes différents.

- La première application a été réalisée sur le bassin versant de Kerrien-Kerbernez (Finistère), où un câble chauffant a été installé dans les sédiments **d'un petit cours d'eau d'ordre 1 de tête de bassin versant**. Pour cette première expérience, l'objectif initial est de tester **la faisabilité des mesures actives en rivière**. Ainsi, comme le montre la Figure i-4**,** la taille du cours d'eau (peu de hauteur d'eau et très étroit) s'est avérée particulièrement propice à l'installation manuelle et rapide du câble de fibre optique et seules des mesures ponctuelles (une seule journée d'expérience) ont été réalisées.

Au-delà de la faisabilité de l'application en rivière, nous nous concentrerons ensuite sur l'interprétation des mesures afin de caractériser les échanges nappe/rivière sur ce site. Les mesures ayant été réalisées sur un petit tronçon de rivière (seulement 60 m de câble ont été chauffés), il s'agira alors de **discuter les apports de la méthode et la variabilité spatiale des interactions à cette échelle**.

Enfin, des mesures passives ont été réalisées en continu durant 8 mois sur ce même bassin versant. Nous aurons ainsi l'occasion de les interpréter afin de caractériser les échanges nappe/rivière à plus grande échelle. **Une comparaison des méthodes passives et des méthodes actives sera ainsi proposée afin de définir les apports et les limites de chacune d'elles, et de discuter leur complémentarité pour la caractérisation des interactions nappe/rivière**.

Figure i-4 : Cours d'eau de Kerrien-Kerbernez, où ont été réalisées les mesures actives DTS

▪ Pour aller plus loin, la seconde application a été réalisée au niveau du site expérimental de Signy, situé dans la partie aval du bassin versant de la Sélune, où **le fleuve se caractérise par une large envergure (20-30 m)** et s'écoule au milieu d'une large plaine alluviale, comme le montre la Figure i-5. Le premier objectif de ces travaux est donc de tester **la faisabilité et l'applicabilité de la méthode sur un cours d'eau de cette envergure, l'expérience en soi pouvant représenter un véritable défi technique**. La volonté de caractériser à la fois la dynamique spatiale et la dynamique temporelle des interactions a conduit à **une installation pérenne des équipements** et à la réalisation de plusieurs expériences durant cette thèse.

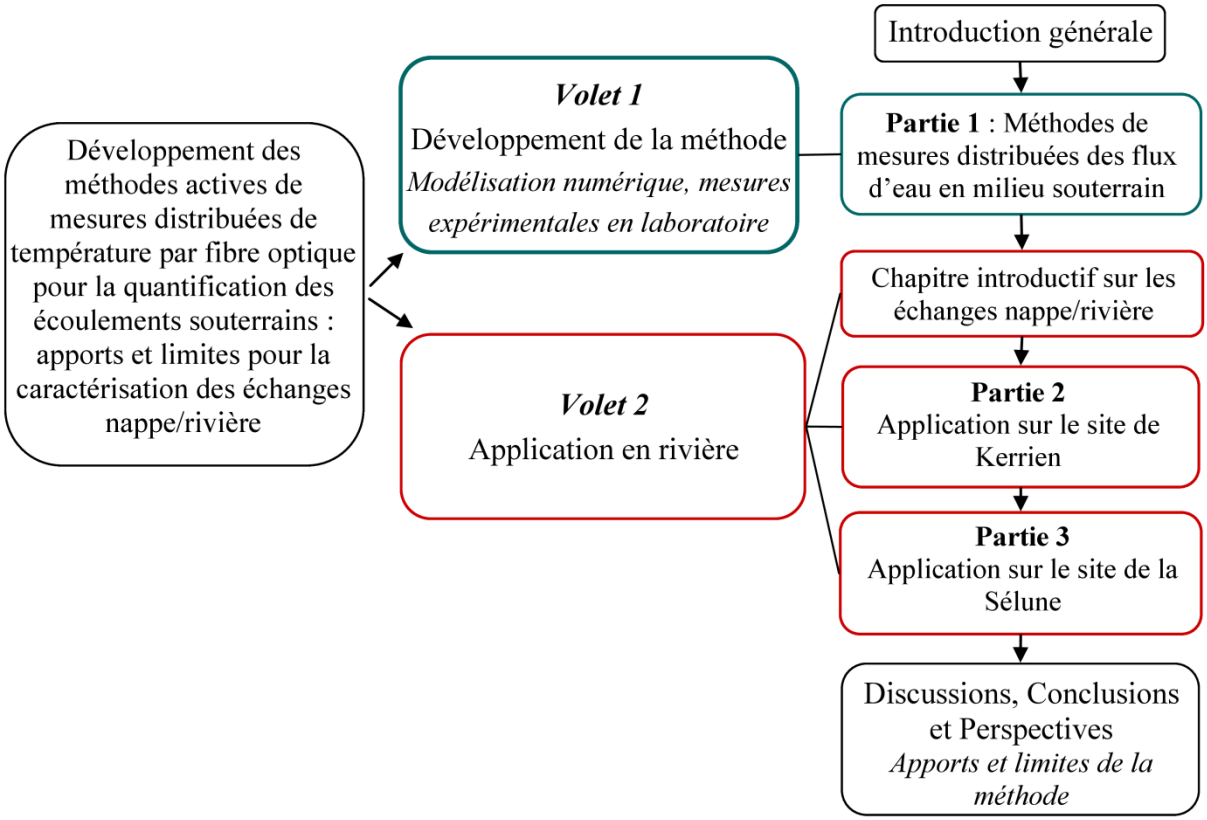
Du point de vue des interactions nappe/rivière, ce site d'étude présente un contexte assez particulier. En effet, le niveau de la rivière est entièrement régulé en amont par des ouvrages hydrauliques, tandis que le niveau de la nappe souterraine est tout ou partie contrôlé par des prélèvements d'eau dans des forages très proches de la rivière. À cela s'ajoute la forme en méandre du cours d'eau à cet endroit qui devrait aussi influencer en partie les sens d'écoulement. Dès lors, l'objectif sous-jacent à la caractérisation des échanges nappe/rivière est de comprendre **la dynamique des écoulements dans un contexte fortement contraint d'un point vue hydrogéologique, hydrologique et géomorphologique** et savoir si ces contraintes, à l'échelle du méandre, vont impacter **la distribution des écoulements** à l'échelle plus locale. La répétition des mesures à différentes périodes permettra aussi de poser la question de la **variabilité temporelle des échanges**.

Figure i-5: Le site expérimental de Signy, situé dans la partie aval du bassin versant de la Sélune

Pour présenter ces travaux, le second volet de ce mémoire a été organisé comme suit. Une introduction générale synthétisera les connaissances actuelles sur les échanges nappe/rivière, afin de comprendre les enjeux liés à leur caractérisation et l'origine de leur forte variabilité spatiale et temporelle. Il s'attachera tout particulièrement à décrire les différentes méthodes de caractérisation basées sur l'utilisation de chaleur comme traceur des écoulements. Ensuite, le choix a été fait de séparer distinctement les deux sites d'étude. Ainsi, une première partie présentera les travaux sur le site de Kerrien, tandis qu'une seconde présentera ceux réalisés sur le site de la Sélune.

➢ En dernier lieu, une discussion/conclusion générale suivra les deux grands volets de ce mémoire et permettra de synthétiser les résultats et de discuter tout particulièrement des apports et des limites de la méthode pour la caractérisation des échanges nappe/rivière.

Pour résumer, ce mémoire est organisé comme le montre l'organigramme ci-après. Les différents chapitres constituant chaque volet ou chaque partie seront détaillés au début de chacun d'eux.



Volet 1

Partie 1

Méthodes de mesures distribuées des flux d'eau en milieu souterrain

Partie 1

Le premier volet de ce travail porte sur le développement et la validation de méthodes permettant d'interpréter les données acquises lors d'expériences actives de mesures distribuées de température par fibre optique.

Comme précisé dans l'Introduction générale, les méthodes actives se sont fortement développées ces dernières années dans de nombreux domaines, aussi bien en hydrogéologie, en sciences du sol, en géothermie ou encore en géotechnique. Ces diverses applications ont montré le fort potentiel de ces méthodes pour la caractérisation de la variabilité des écoulements. Cependant, comme nous le verrons plus en détail par la suite, les méthodes d'interprétation des expériences actives présentent un certain nombre de limites et souffrent d'un manque d'harmonisation qui limitent fortement leur application.

Dans ce contexte, l'objectif principal de cette partie est de proposer un cadre théorique, général et précis à l'application des méthodes actives de mesures distribuées de température, afin de faciliter la généralisation de leur application pour caractériser la variabilité des écoulements dans les milieux souterrains selon différents contextes. Il s'agira alors de comprendre et décrire plus précisément les différents régimes thermiques et paramètres associés régissant l'élévation de température durant les expériences actives. Dès lors, nous pourrons proposer des méthodes d'interprétation de la réponse thermique permettant d'estimer à la fois la conductivité thermique du milieu poreux et les flux de manière distribuée le long des sections de câble chauffées.

Pour ce faire, nous nous sommes appuyés sur des développements théoriques, appuyés par un modèle numérique permettant de modéliser de manière explicite le câble chauffé ainsi que les écoulements et les transferts de chaleur en milieu poreux saturé. Les résultats des modèles sont également utilisés pour interpréter des mesures expérimentales réalisées en laboratoire. En plus de proposer des méthodes d'interprétation validées des expériences actives, la combinaison de ces deux approches doit nous permettre de définir les limites des méthodes et leur applicabilité dans différents contextes.

Organisation de la Partie 1

Cette partie s'articule donc autour du développement et de la validation de méthodes permettant d'interpréter les données acquises lors d'expériences actives de mesures distribuées de température par fibre optique. Pour répondre au mieux aux différents objectifs, elle a été organisée comme suit:

- Chapitre 1 – ***Mesures distribuées de température par fibre optique***

Ce premier chapitre s'attache à présenter succinctement la technologie DTS qui permet de mesurer la température de manière distribuée le long d'un câble de fibre optique. Il s'agira de définir les notions et le vocabulaire essentiels à la lecture de ce mémoire de thèse. Il sera l'occasion de présenter les unités DTS utilisées durant ces expériences et leurs performances, ainsi que le principe général des expériences actives mis en œuvre.

- Chapitre 2 – ***A Comparison of Different Methods to Estimate the Effective Spatial Resolution of FO-DTS Measurements Achieved during Sandbox Experiments***

Ce chapitre permettra tout d'abord de présenter les expériences actives réalisées en laboratoire. Initialement réalisées pour valider les développements théoriques et les méthodes d'interprétation, ces expériences nous ont conduits à poser la question de la résolution spatiale effective des mesures DTS et de la faisabilité des mesures distribuées en banc expérimental. Plus généralement, nous discuterons de la représentativité des mesures de température et proposerons différentes approches pour l'évaluer sur le terrain ou en laboratoire et ainsi valider les données collectées.

- Chapitre 3 – ***Numerical and experimental validation of the applicability of active-DTS experiments to estimate thermal conductivity and groundwater flux in porous media***

Ce chapitre synthétise les résultats majeurs obtenus. Il présente dans un premier temps les résultats des simulations numériques, qui devront permettre de décrire les différents régimes contrôlant l'élévation de température durant les expériences actives. Nous expliquerons ensuite comment ces résultats nous ont conduits à proposer des méthodes d'interprétation de cette élévation de température pour estimer les flux et leur distribution le long des sections de câble chauffées. Ensuite, nous verrons comment les mesures réalisées sur banc expérimental permettent de valider les résultats théoriques et donc les méthodes d'interprétation développées. Enfin, la combinaison des approches, c'est-à-dire les simulations numériques et les mesures en banc expérimental, devront permettre de définir les limites et l'applicabilité des méthodes dans différents contextes.

- Chapitre 4 - ***Mesures actives : résultats complémentaires***

Enfin, dans ce dernier chapitre, nous discuterons dans un premier temps de l'effet de la puissance de chauffe sur l'élévation de température. Puis, nous essayerons de comprendre comment une variation de l'écoulement au cours de l'expérience active ou un flux non perpendiculaire par rapport au câble pourraient influencer les résultats. Ces différents aspects seront abordés à partir des résultats des mesures expérimentales et viendront compléter les conclusions du précédent chapitre quant à l'applicabilité des mesures actives.

Chapitre 1 – ***Mesures distribuées de température par fibre optique***

Ce premier chapitre s'attache à présenter succinctement la technologie DTS qui permet de mesurer la température de manière distribuée le long d'un câble de fibre optique. Il s'agira de définir les notions et le vocabulaire essentiels à la lecture de ce mémoire de thèse. Il sera l'occasion de présenter les unités DTS utilisées durant ces expériences et leurs performances, ainsi que le principe général des expériences actives mis en œuvre.

1. Mesures distribuées de température par fibre optique

1.1. Principe de la mesure

La technologie DTS (Distributed Temperature Sensing) permet une mesure distribuée de la température à haute fréquence spatiale et temporelle le long d'un câble de fibre optique (SEAFOM, 2010; Smolen & van der Spek, 2003; Ukil et al., 2012). Initialement développée dans les années 80 pour la détection d'incendies et plus particulièrement par l'industrie pétrolière pour la détection de fuite, il a fallu attendre le début des années 2000 et l'amélioration des mesures pour voir apparaître les premières utilisations en sciences de l'eau (Selker, Thevenaz, et al., 2006).

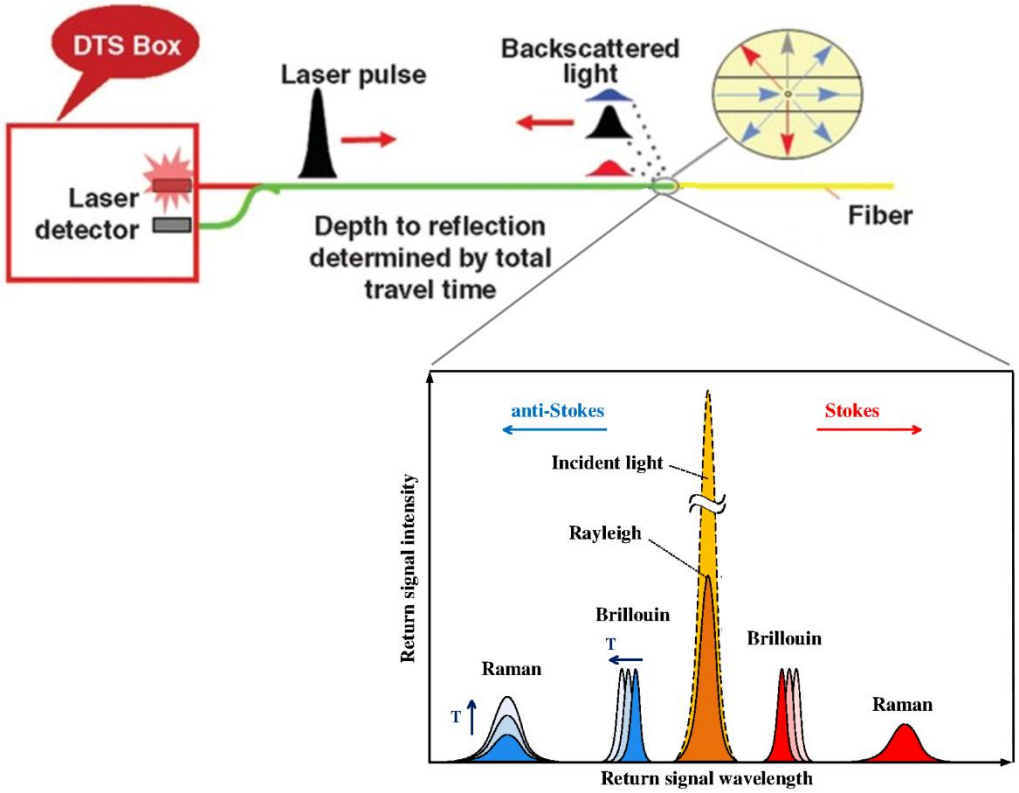


Figure 1-1: Principe de la mesure distribuée de température par fibre optique [*modifié depuis http://www.aogr.com et Chai et al. (2019)*]

Le principe général de la mesure de température est présenté par la Figure 1-1. Le système de mesure distribué par fibre optique fonctionne suivant la technique de l'OTDR (Optical Time Domain Reflectometry), qui consiste à propager une impulsion lumineuse (signal laser) dans une fibre optique et à mesurer l'intensité du signal rétrodiffusé en fonction du temps. Le temps que met la lumière rétrodiffusée à être détectée permet de localiser la mesure le long du câble.

Lorsque la lumière se propage au sein de cette fibre, elle se trouve diffusée par interactions entre les photons et les atomes de silice constituant le verre de la fibre. Sous l'effet d'une excitation lumineuse, la matière va diffuser la lumière dans toutes les directions et plusieurs composantes spectrales vont pouvoir être observées lors de la rétrodiffusion de la lumière par la silice. Comme le détaille la Figure 1-1, ces différentes composantes spectrales correspondent aux trois phénomènes de diffusion de la lumière (Selker, Thevenaz, et al., 2006; Ukil et al., 2012). On distingue ainsi :

- La diffusion élastique, qui tire son origine des fluctuations spatiales du potentiel électronique des atomes de silice de la fibre (impuretés, rugosités, etc.). Dans ce cas, les photons émis ont la même énergie, et donc la même fréquence, que les photons incidents : c'est la rétrodiffusion Rayleigh.
- La diffusion inélastique, due aux vibrations des particules constitutives de la matière. La rétrodiffusion Raman (sensible à la température) et la rétrodiffusion Brillouin (sensible à la température et à la déformation) sont toutes deux des diffusions inélastiques. Ces deux types de diffusion sont associés à un décalage en fréquence qui peut être :
    - négatif. Dans ce cas, la diffusion s'effectue à une énergie plus basse (à plus grande longueur d'onde) que celle des photons incidents et on parle de composantes Stokes.
    - positif. Dans ce cas, la diffusion s'effectue à plus haute énergie (à plus faible longueur d'onde) que celle des photons incidents et on parle alors de composantes anti-Stokes.

La mesure de la température repose sur le fait que l'intensité de l'onde Raman anti-Stokes est fortement dépendante de la température, alors que celle de l'onde Raman Stokes n'est pas affectée par un changement de température. De l'analyse du rapport entre le signal Raman Stokes et le signal Raman anti-Stokes peut ainsi être déterminée la température. Considérer le rapport de deux signaux plutôt que l'intensité du signal Raman anti-Stokes seul permet de s'abstraire des pertes éventuelles de signal que peut subir la fibre. L'effet Raman combiné à la technique de l'OTDR permet ainsi d'effectuer des mesures distribuées de température sur des dizaines de kilomètres (Smolen & van der Spek, 2003). À noter que, bien qu'également sensible à la température, l'effet Brillouin n'est généralement pas privilégié pour mesurer ce paramètre. En effet, la fréquence de décalage Brillouin étant également sensible à la

déformation du milieu, il est difficile d'évaluer si le décalage fréquentiel mesuré est causé par un changement de température ou par la déformation du milieu.

1.2. Outils de mesure : échantillonnage et résolution spatiale

1.2.1. Échantillonnage spatial

La technologie DTS permet donc de mesurer la température de manière distribuée dans le temps et dans l'espace. Le pas d'échantillonnage spatial, c'est-à-dire l'espacement entre chaque point de mesure, dépend directement des performances de chaque unité DTS, et plus particulièrement de la vitesse d'ouverture et de fermeture du détecteur mesurant le signal rétrodiffusé. Par exemple, si l'outil mesure le signal rétrodiffusé durant 10 ns (durée pendant laquelle un clapet va s'ouvrir pour permettre la mesure du signal), le pas d'échantillonnage des mesures sera d'environ 1 m, ce qui correspond à la distance parcourue par la lumière dans la fibre durant cette période. À noter que la vitesse de la lumière dans la fibre, qui dépend de l'indice de réfraction de la fibre optique (compris généralement entre 1.5 et 1.7), est en moyenne de $2x10^{-8}$ m/s (Smolen & van der Spek, 2003).

1.2.2. Résolution de température et temps d'intégration

La résolution des mesures, c'est-à-dire le bruit autour de la moyenne mesurée, dépend de la longueur de la fibre optique et du temps d'intégration des mesures. En effet, le signal rétrodiffusé est très faible et le nombre de photons mesurés à la fréquence d'acquisition des unités DTS (par exemple 800 MHz pour l'Ultima S) est trop peu significatif pour estimer précisément la température. Ainsi, les données acquises sont généralement intégrées dans le temps, ce qui permet de limiter le bruit autour de la mesure de la température, sachant que la variance des mesures augmente avec la racine carré du temps d'intégration (Selker, Thevenaz, et al., 2006; Smolen & van der Spek, 2003). Cela implique que le temps d'intégration doit être multiplié par 4 pour que la résolution de la mesure soit améliorée d'un facteur 2. La résolution de température est généralement évaluée par les fournisseurs pour différents temps d'intégration et différentes longueurs de fibre utilisées.

1.2.3. Résolution spatiale des mesures

Un point important à considérer lors de l'analyse des mesures de température est leur résolution spatiale. Ce paramètre est parfois confondu avec le pas d'échantillonnage, ce qui peut conduire à des erreurs lors de l'interprétation des mesures (Selker et al., 2014). En fait, le

signal de lumière rétrodiffusé étant plus ou moins dispersé, il s'avère que les mesures de température fournies par les unités DTS pour un point donné ne sont pas complètement indépendantes des températures adjacentes. Cela a un impact direct sur la température mesurée et sur la capacité des outils de mesures à rendre compte d'un changement abrupt de température (SEAFOM, 2010; Selker et al., 2014; Smolen & van der Spek, 2003; Tyler et al., 2009).

La Figure 1-2 permet d'illustrer simplement ce qu'est la résolution spatiale. On considère pour cet exemple un milieu qui présenterait un changement abrupt de température de 0 à 20 °C. Du fait de l'interdépendance des points adjacents, le profil de température obtenu à partir de l'unité DTS ne rend pas compte exactement du changement de température et a tendance à lisser la variation abrupte. La résolution spatiale se définit ainsi comme la longueur de fibre nécessaire pour observer 90 % de ce changement de température (SEAFOM, 2010; Tyler et al., 2009).

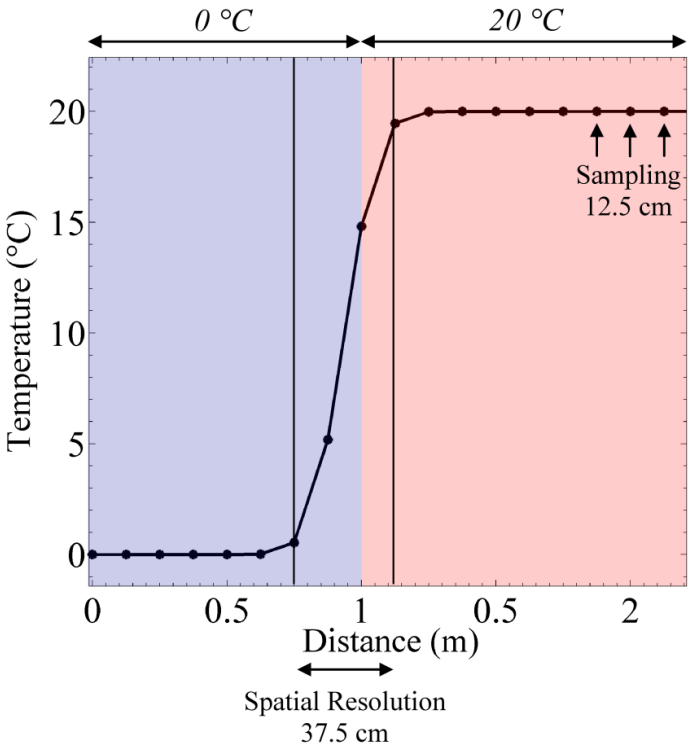


Figure 1-2: Illustration de la résolution spatiale : modélisation du signal de température mesurée par une unité DTS, offrant un intervalle d'échantillonnage de 12.5 cm et une résolution spatiale de 37.5 cm, en réponse à un changement abrupt de température.

Chaque fournisseur définit par des tests en laboratoire la valeur de la résolution spatiale de chaque unité DTS. Toutefois, en évaluant la valeur de résolution spatiale de mesures acquises sur le terrain, avec la méthode du « 90 % Step Change » par exemple (Tyler et al., 2009), il s'avère que celle-ci est généralement beaucoup plus large que la valeur définie par

les fournisseurs (entre 2 et 4 fois plus importante). Cependant, nous aurons l'occasion de revenir plus en détail sur cette question de résolution spatiale et de représentativité des données dans le prochain chapitre, qui est justement consacré à la définition et la détermination de la résolution effective des mesures distribuées de température lors des expériences actives.

1.2.4. Outils de mesure

Pour les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse, les mesures de température ont été réalisées soit avec une unité DTS Ultima S^{TM} soit avec une unité DTS XT^{TM}, toutes deux développées et commercialisées par Silixa Ltd.

Les unités Ultima S DTS font partie des outils de mesure les plus performants existant aujourd'hui sur le marché. Avec une fréquence d'acquisition (la fréquence d'ouverture du clapet) de 800 MHz (soit 1.25 ns), elles permettent une mesure de température à un pas d'échantillonnage spatial égal à environ 12.5 cm avec une résolution spatiale moyenne estimée par le fournisseur à 25 à 29 cm selon les unités. À noter toutefois que la valeur de résolution spatiale de l'unité utilisée dans le cadre de ces travaux a été estimée plus spécifiquement par le fournisseur à 33 cm. La résolution des mesures avec cet outil est de l'ordre de 0.1 °C pour une fibre optique de 2 km et un temps d'intégration de 60 s.

Concernant les unités XT DTS, elles permettent un échantillonnage de la température tous les 25 cm environ, avec une résolution spatiale estimée par le fournisseur à 54 cm. La résolution des mesures avec cet outil est estimée à 0.05°C pour une fibre optique de 2 km et un temps d'intégration de 60 s.

1.3. Protocole expérimental et calibration des données

1.3.1. Principe de calibration des données

La température est donc mesurée à partir de l'effet Raman, dans la mesure où la composante anti-Stokes du signal Raman rétrodiffusé dépend de la température du câble de fibre optique. Ainsi, le ratio entre l'intensité du signal Raman Stokes P_S et l'intensité du signal Raman anti-Stokes P_{aS}, mesurées à la position z le long du câble de fibre optique, peut être utilisé pour estimer la valeur de la température comme le montre l'Équation (1.1) (Hausner et al., 2011; Suárez et al., 2011).

$$T(z) = \frac{\gamma}{\ln \frac{P_S(z)}{P_{aS}(z)} + C - \Delta\alpha z} \quad (1.1)$$

La valeur de température dépend donc du ratio $\frac{P_S(z)}{P_{aS}(z)}$ mais aussi de trois autres grandeurs : γ, C et $\Delta\alpha$. La grandeur γ [°C] représente la différence d'énergie entre un photon à la longueur d'onde du laser incident et un photon rétrodiffusé par diffusion Raman, tandis que le paramètre C [-] est un paramètre de calibration dépendant des propriétés du laser incident et de l'unité DTS elle-même. Enfin, la grandeur $\Delta\alpha$ [m^{-1}] correspond à l'atténuation différentielle entre les signaux Stokes et anti-Stokes au sein de la fibre en fonction de la distance z.

Bien qu'indépendantes les unes des autres, les trois grandeurs γ, C et $\Delta\alpha$ ne sont pas constantes au cours du temps. Il est donc nécessaire de les estimer pour chaque temps d'intégration afin d'estimer la température. Pour cela, il suffit de connaître la température précise à trois endroits du câble de fibre optique. À partir des ratios $\frac{P_S(z)}{P_{aS}(z)}$ mesurés le long de trois sections de références, où la température est parfaitement connue, il est ainsi possible de définir les trois grandeurs inconnues et d'estimer la température partout ailleurs tout au long du câble à partir du seul ratio $\frac{P_S(z)}{P_{aS}(z)}$ (Hausner et al., 2011).

1.3.2. Configuration des mesures

Afin d'avoir trois sections de référence le long du câble de fibre optique, Hausner et al. (2011) ont proposé plusieurs configurations possibles lors du déploiement du matériel de mesure, parmi lesquelles la « double-ended configuration ». Cette configuration, qui a été privilégiée lors de nos travaux, est celle qui permet d'obtenir les estimations de température les plus précises possibles (van de Giesen et al., 2012).

Le principe général de la configuration double-ended est présenté en Figure 1-3. La calibration des données se fait à l'aide de deux bains de calibration de température différente, au sein desquels des sections de câble de fibre optique sont installées en guise de sections de référence. Les câbles utilisés contenant plusieurs fibres optiques en leur sein, il est possible de fusionner deux de ces fibres à l'extrémité du câble utilisé. La fusion (splice) de ces fibres est faite de sorte à assurer la continuité du passage de la lumière d'une fibre de verre à l'autre. Ainsi, lorsqu'un signal lumineux est émis dans le câble, le splice terminal lui permet

d'effectuer un aller-retour en se propageant à l'aller dans une fibre et au retour dans une seconde. Un pulse de lumière permet donc d'investiguer deux fois la longueur totale du câble. Finalement, comme le montre l'exemple de la Figure 1-4, le profil de température mesuré avec cette configuration présente la température depuis l'unité jusqu'au splice terminal, « forward measurement », puis la température depuis le splice terminal jusqu'à l'unité DTS, « reverse measurement ». La seconde partie du profil est donc symétrique à la première (« mirror image »), sous condition que la calibration et le splice soient de bonne qualité. On dispose donc de quatre sections de référence, puisque la température est mesurée deux fois dans chaque bain de calibration, permettant ainsi la calibration des données. La température des bains de calibration doit être homogène afin que la température soit stable le long de chaque section de référence. Afin d'encadrer les températures mesurées tout au long du câble de fibre optique, il est préconisé d'avoir un bain de calibration froid et un bain de calibration chaud.

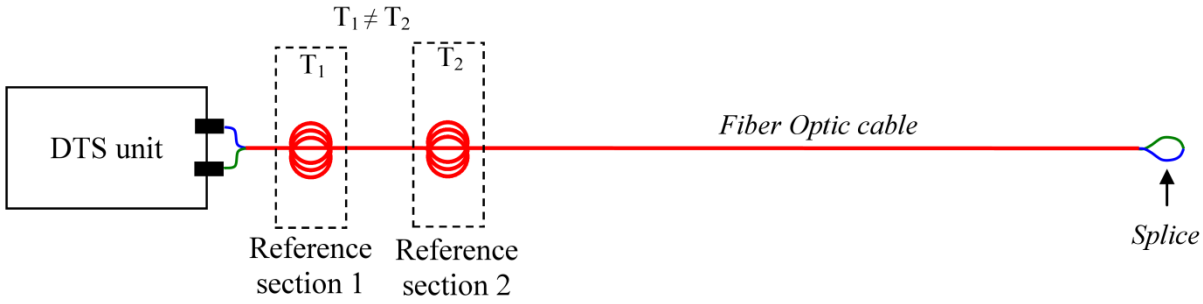


Figure 1-3. Principe général de la configuration « double-ended », mise en œuvre durant ces travaux de thèse [modifié depuis Hausner et al. (2011)].

De plus, comme le montre la Figure 1-3, les deux fibres de verre fusionnées sont chacune connectées à l'unité DTS. Le signal lumineux est donc envoyé alternativement dans chaque fibre, ce qui permet de compenser le phénomène d'atténuation du signal lumineux le long du câble affectant généralement la précision des mesures en fin de câble. Les températures estimées avec cette configuration sont donc plus précises sur toute la longueur du câble (Hausner et al., 2011; van de Giesen et al., 2012).

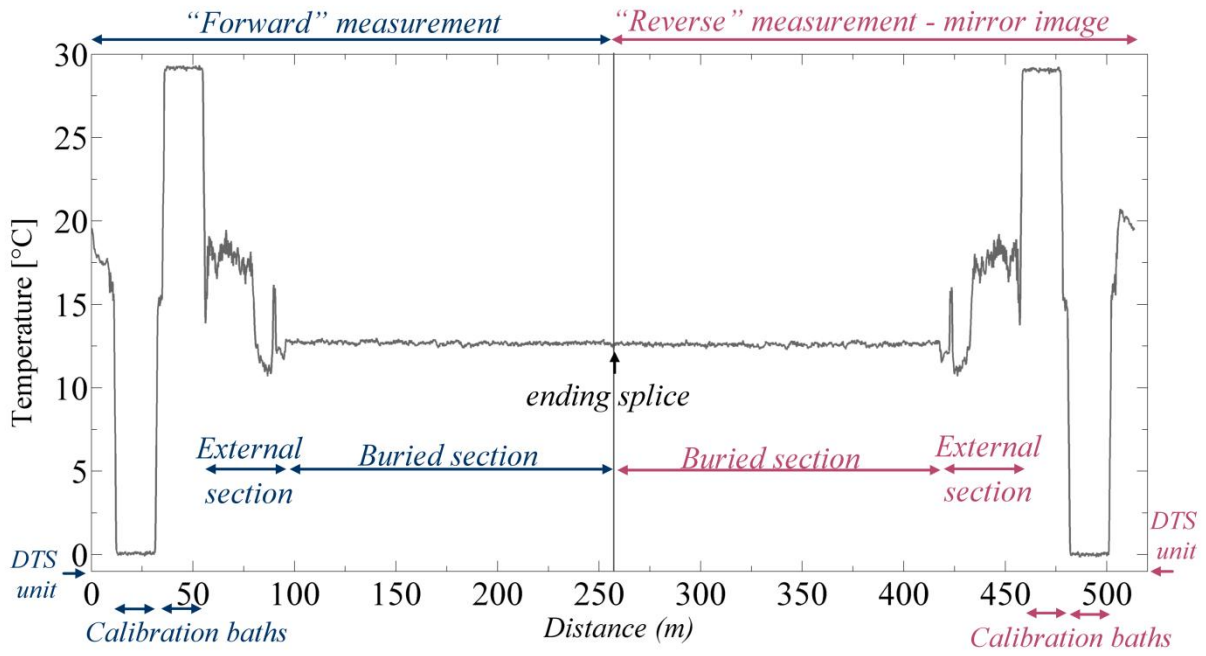


Figure 1-4: Exemple de profil de température mesuré avec une unité DTS lorsqu'un splice (fusion de deux fibres de verre) est réalisé à l'extrémité du câble utilisé.

1.3.3. Calibration des données

Une fois les sections de référence définies, la calibration peut se faire manuellement. Dans ce cas, l'unité DTS est utilisée seulement pour mesurer le ratio $\frac{P_S(z)}{P_{aS}(z)}$ et les températures associées sont calculées manuellement à partir de l'Équation (1.1). Des procédures de calibration manuelle ont été proposées par Hausner et al. (2011) pour une configuration single-ended (pour laquelle la mesure se fait dans une seule fibre uniquement) et par van de Giesen et al. (2012) pour une configuration double-ended. Ces procédures ne sont pas présentées ici car elles n'ont pas été utilisées pour calibrer les données acquises lors des travaux présentés dans ce manuscrit.

En effet, les unités DTS utilisées permettent de calibrer en interne les données collectées et d'obtenir directement des mesures de température. Cela demande une configuration très précise des outils lors des mesures mais simplifie considérablement le traitement des données, dans la mesure où la calibration manuelle de celles-ci, et surtout en configuration double-ended, peut s'avérer particulièrement compliquée. La calibration des données de température par les unités DTS présente l'avantage de nécessiter seulement deux bains de calibration, car la grandeur $\Delta\alpha$ est considérée comme stable dans l'espace (Suárez et al., 2011).

Dans le cas des travaux présentés ici, la calibration des données avec les unités DTS a été systématiquement d'assez bonne qualité pour s'abstraire de la calibration manuelle. En mesurant indépendamment la température dans les bains de calibration, mais aussi à différents endroits le long du câble, la qualité et la précision des mesures de température ont pu être vérifiées et validées à chaque expérience. Des détails sur les procédures de calibration et les précisions des mesures seront fournis pour chaque expérience présentée dans ce mémoire de thèse.

2. Principe des mesures actives

Dans ces travaux, nous nous sommes concentrés sur les méthodes actives de mesures distribuées de température par fibre optique, qui consistent à suivre les changements de température induits par l'injection d'une source artificielle de chaleur dans les sédiments. Comme différentes approches peuvent être envisagées pour la mise en œuvre des méthodes actives sur le terrain (Bakker et al., 2015; Bense et al., 2016; Read et al., 2014), il s'agit simplement de préciser ici l'approche privilégiée pour les expériences présentées dans ce travail.

Le principe général de l'approche est présenté par la Figure 1-5. Comme expliqué précédemment, les mesures de température sont acquises en continu le long du câble de fibre optique avec une unité DTS (Ultima S ou XT) utilisée en double-ended configuration. Comme le détaille la Figure 1-5, des câbles de 3.8 mm de diamètre contenant 4 fibres optiques (1) Multimodes (50/125 µm) [BruSens cable; référence LLK-BSTE 85°C], protégées par une gaine extérieure en plastique (4) et par une armature en acier (2), sont utilisés pour les expériences.

Les expériences actives reposent sur l'utilisation d'un unique câble de fibre optique à la fois comme source de chaleur et comme outil de mesure de la température, comme l'ont proposé entre autres Bakx et al. (2019), Bense et al. (2016) ou Read et al. (2014). Pour ce faire, des jonctions sont montées entre l'armature en acier du câble de fibre optique et des câbles électriques (« electrical connections »), ce qui permet d'isoler électriquement une portion du câble de fibre optique. Il est dès lors possible d'injecter un courant électrique dans l'armature en acier du câble de fibre optique, entre les deux jonctions électriques, ce qui va entraîner, par effet Joule, une augmentation de la température du câble.

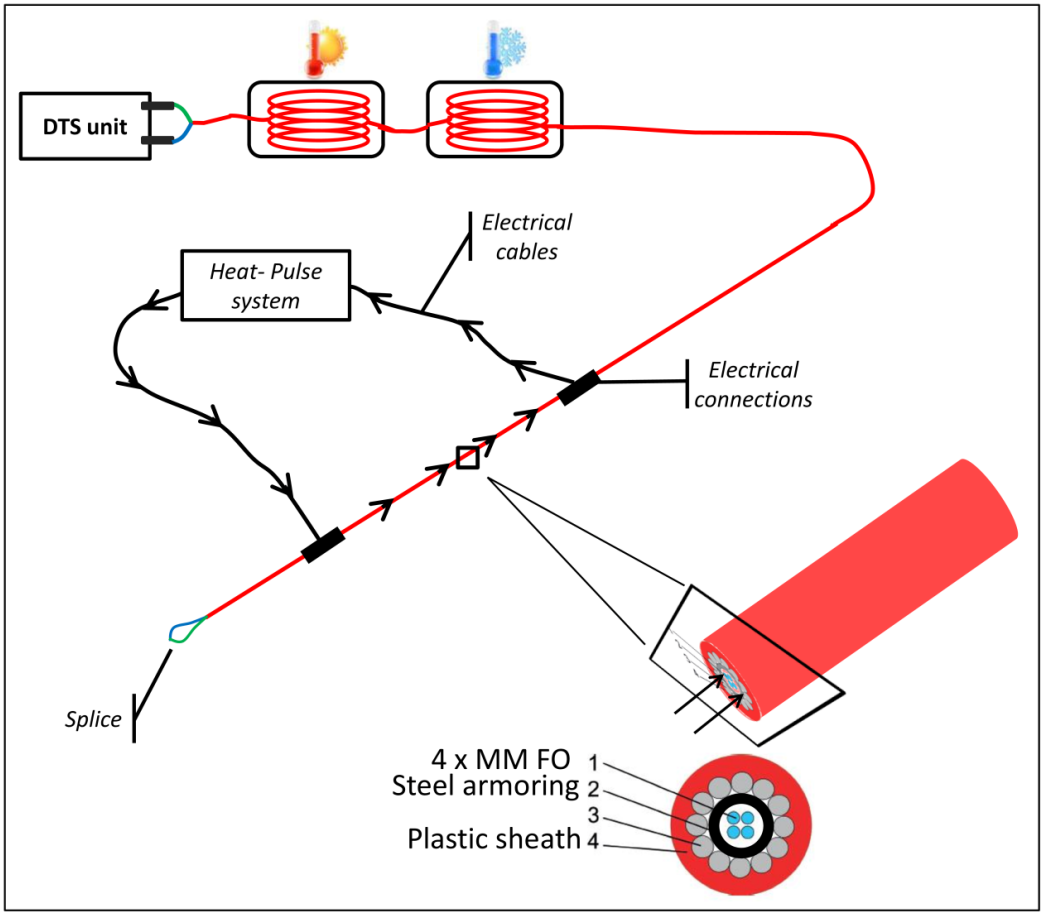


Figure 1-5. Principe général des expériences actives mises en œuvre lors des travaux présentés dans ce manuscrit.

Les différentes applications décrites dans ce manuscrit, qu'elles aient été réalisées en banc expérimental ou en rivière, ont été conçues à partir de cette configuration expérimentale. L'application sur la Sélune s'attachera à détailler le dispositif expérimental nécessaire sur le terrain au bon déroulement des expériences et sera l'occasion de discuter de la confection robuste des connexions électriques, qui doivent être parfaitement étanches, de l'injection d'électricité dans le circuit et plus généralement de la sécurité et du risque électrique lors des mesures.

Chapitre 2 – *A Comparison of Different Methods to Estimate the Effective Spatial Resolution of FO-DTS Measurements Achieved during Sandbox Experiments*

Résolution spatiale effective des mesures DTS

Comme nous l'évoquions dans le chapitre précédent, la compréhension et la détermination de la résolution spatiale des mesures sont essentielles au préalable à l'interprétation des données collectées. Évaluer cette grandeur revient à comprendre la significativité des mesures de température et donc d'estimer à quel point la température estimée est représentative de la température effective du milieu.

Ce chapitre permettra tout d'abord de présenter les expériences actives réalisées en laboratoire. Initialement réalisées pour valider les développements théoriques et les méthodes d'interprétation, ces expériences conduiront à poser la question de la résolution spatiale effective des mesures DTS et également de la faisabilité des mesures distribuées en banc expérimental. Dès lors, nous proposerons différentes approches complémentaires, et pour partie nouvelles, pour évaluer la résolution spatiale effective des mesures sur le terrain ou en laboratoire et ainsi valider les données collectées.

Ce travail a fait l'objet d'une valorisation dans le journal *Sensors*, publiée en janvier 2020. Cet article est disponible en ligne à partir du lien ci-dessous.

Simon, N., Bour, O., Lavenant, N., Porel, G., Nauleau, B., Pouladi, B., & Longuevergne, L. (2020). A Comparison of Different Methods to Estimate the Effective Spatial Resolution of FO-DTS Measurements Achieved during Sandbox Experiments. *Sensors*, *20*(2). https://doi.org/10.3390/s20020570

***Sensors* 2020, *20*, 570; doi:10.3390/s20020570**

sensors

MDPI

Article

A Comparison of Different Methods to Estimate the Effective Spatial Resolution of FO-DTS Measurements Achieved during Sandbox Experiments

Nataline Simon [1,*], Olivier Bour [1,*], Nicolas Lavenant [1], Gilles Porel [2], Benoît Nauleau [2], Behzad Pouladi [1] and Laurent Longuevergne [1]

[1] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France; nicolas.lavenant@univ-rennes1.fr (N.L.); behzad.pouladi@univ-rennes1.fr (B.P.); laurent.longuevergne@univ-rennes1.fr (L.L.)

[2] IC2MP, Univ. Poitiers, CNRS UMR 7285, 86022 Poitiers, France; gilles.porel@univ-poitiers.fr (G.P.); benoit.nauleau@univ-poitiers.fr (B.N)

* Correspondence: nataline.simon@univ-rennes1.fr (N.S.); olivier.bour@univ-rennes1.fr (O.B.); Tel.: +33-223236510 (O.B.)

Received: 6 December 2019; Accepted: 19 January 2020; Published: 20 January 2020

Abstract: For many environmental applications, the interpretation of fiber-optic Raman distributed temperature sensing (FO-DTS) measurements is strongly dependent on the spatial resolution of measurements, especially when the objective is to detect temperature variations over small scales. Here, we propose to compare three different and complementary methods to estimate, in practice, the "effective" spatial resolution of DTS measurements: The classical "90% step change" method, the correlation length estimated from experimental semivariograms, and the derivative method. The three methods were applied using FO-DTS measurements achieved during sandbox experiments using two DTS units having different spatial resolutions. Results show that the value of the spatial resolution estimated using a step change depends on both the effective spatial resolution of the DTS unit and on heat conduction induced by the high thermal conductivity of the cable. The correlation length method provides an estimate much closer to the value provided by the manufacturers, representative of the effective spatial resolutions along cable sections where temperature gradients are small or negligible. Thirdly, the application of the derivative method allows for verifying the representativeness of DTS measurements all along the cable, by localizing sections where measurements are representative of the effective temperature. We finally show that DTS measurements could be validated in sandbox experiments, when using devices with finer spatial resolution.

Keywords: fiber-optic distributed temperature sensing; spatial resolution; laboratory experiment; active-DTS method

1. Introduction

Initiated in the 1980s, the use of fiber-optic distributed temperature sensing (FO-DTS) has been considerably improved, and this technology is nowadays widely applied in a large range of applications in various scientific and industrial disciplines, such as the oil and gas industry, leakage and fire detection, structure health monitoring, civil engineering, etc. (Smolen & van der Spek, 2003; Ukil et al., 2012). Over the last decade, the ability of this tool in hydrology has been widely demonstrated (Selker, Thevenaz, et al., 2006), especially for soil moisture determination (He, Dyck, Horton, Li, et al., 2018; Sayde et al., 2014), surface waters monitoring (Briggs et al., 2012; Selker, van de Giesen, et al., 2006), hydrogeological applications (Bense et al., 2016), and at the groundwater–surface water interface (Gaona et al., 2019; Stefan Krause et al., 2014; Sebok et al., 2013). In a commentary, Shanafield et al. (2018) highlighted the increase of environmental application of DTS and identified around 500 peer-reviewed articles published in hydrologic applications in seven years.

The emergence of DTS applications has been enabled by the improvement of the method and the increase of the quality of collected data. Thus, works have been dedicated to metrological characterization and specification of DTS devices (principle and physic of the measurement, technology limitations) (Failleau et al., 2016, 2018; Rose et al., 2013; Selker et al., 2014; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Tyler et al., 2009), improvements in calibration methods (Hausner et al., 2011; van de Giesen et al., 2012), and in instrumentation deployment (DTS unit and cable selection, field installation) (Bense et al., 2016; Selker et al., 2014; Tyler et al., 2009). In this context, Tyler et al. (2009), Selker et al. (2014), and Failleau et al. (2018) demonstrated the importance of considering the spatial resolution of DTS systems. Spatial resolution can be defined as “the spatial integration scale over which a single value of temperature is reported” (Tyler et al., 2009). In fact, each collected data corresponds to the average of temperature along a certain length of fiber, meaning that collected data at sample spacing are not truly independent of their adjacent samples. Thus, Selker et al. (2014) suggested that the temperature reported at each sample interval is an average weighed by a Gaussian function centered at the sampling interval, with a standard deviation equivalent to the spatial resolution. It implies the differentiation between the spatial resolution (also defined as the minimum distance to detect a step change in temperature) and the sampling interval (distance between two successive measurement points). This distinction is required to define

the ability of the device to detect punctual change in temperature and to fully understand the meaning of collected data (Failleau et al., 2018; Selker et al., 2014; Tyler et al., 2009).

Broadly speaking, the spatial resolution is, in general, larger than the sampling interval. According to the Nyquist theorem, the value of the spatial resolution can be considered at least twice the value of the sampling interval (Selker et al., 2014). The spatial resolution of a Raman DTS system depends on dispersion of light along the fiber, but also on technical characteristics such as the frequency of the laser, the signal generating, or the limitations of the detector (Tyler et al., 2009). Thus, DTS instrument manufacturers define the specifications of each DTS device, including the minimum sampling interval and the spatial resolution. For Raman spectra DTS, the highest performing devices can provide a 0.125 m sampling interval with a 0.29 m spatial resolution, whereas some devices provide a 2 m sampling interval with a 4 m spatial resolution (Selker et al., 2014; Shanafield et al., 2018).

In environmental sciences, and especially in geosciences, FO-DTS technology has been widely applied considering its ability to monitor spatial and temporal temperature changes with a high-accuracy (Hausner et al., 2011; Shanafield et al., 2018). The value of the spatial resolution controls partly the ability of the user to detect local temperature variations, and the choice of the DTS device depends on the application and on the scale of temperature contrast (Failleau et al., 2018). Note that, in any case, there is a trade-off since a better spatial resolution may lead to a lower temperature resolution. In many studies, the manufacturers' specifications are mentioned but the spatial resolution of DTS unit is often not considered in the interpretation of the data. In such case, results should be interpreted cautiously. When it has been taken into account, it has been shown that the limit of identification of hydrogeological structures, such as individual fractures or layer of sediments, is directly dependent on the spatial resolution of the DTS unit (Bense et al., 2016; des Tombe et al., 2019; Maldaner et al., 2019).

The spatial resolution can be estimated experimentally by applying the "90% step change" method (Tyler et al., 2009). It consists of observing the ability of the DTS unit to measure a sharp step change in temperature occurring along the cable and defining the distance necessary to measure 90% of the step change (Habel et al., 2009; SEAFOM, 2010; Tyler et al., 2009). As pointed out by Tyler et al. (2009), the spatial resolution, observed and measured during field applications, depends both on the unit and on the fiber-optic cable used. Thus, significant differences may be observed between the effective spatial resolution,

estimated during field applications, and the spatial resolution provided by the manufacturers. This difference may be due to laboratory conditions (cable, calibration baths) used when estimating the spatial resolution, but also to testing methodology. DTS manufacturers widely apply the "10–90 method" to determine the spatial resolution, thus considering the length required to monitor 80% of the step change. Estimated values of spatial resolution in the field could be up to 10 times larger than manufacturer specifications (Failleau et al., 2018; Selker et al., 2014; Tyler et al., 2009), meaning that the effective spatial resolution should be estimated for each fiber–instrument combination and each individual application (Tyler et al., 2009).

This difference between manufacturers' specifications and effective spatial resolution raises the question of the meaning and the interpretation of collected data, especially during laboratory tests, where spatial resolution can be close to the size of the experiment. Only a few studies have attempted laboratory tests based on Raman spectra FO-DTS (Bakx et al., 2019; Mamer & Lowry, 2013). These studies rely only on the value of the spatial resolution provided by manufacturers, while such assumption can directly affect the interpretation of collected data. A striking example is the study of Mamer & Lowry (2013), who conducted laboratory experiments on the quantification of discharge using paired fiber-optic cables. They concluded that the underestimation of localized discharge zones could directly be attributed to the spatial resolution of the DTS unit, actually larger than the one specified by the manufacturer.

In this context, this study raises the question of the feasibility and the validation of FO-DTS measurements conducted in laboratory tests. We propose and compare here different methods that allow for estimating the practical or effective spatial resolution of DTS systems. It is first estimated using the classical "90% step change" method, allowing a comparison with manufacturers' specifications, although the laboratory conditions are not rigorously similar to the ones provided by manufacturers. To disregard the potential effect of the fiber-optic cable on the estimate, we also propose to evaluate the effective spatial resolution by using two other complementary methods. Thus, correlation lengths of measurements within calibration baths are estimated through the analysis of semivariograms. Finally, a simple method based on the derivative of temperature with respect to distance measurements is presented. Besides estimating the effective spatial resolution of measurements, this approach allows for validating the representativeness of DTS measurements all along the cable. Laboratory tests were conducted using two DTS devices connected to a single fiber-optic cable, providing simultaneous temperature measurements with two different spatial resolutions. We finally

discuss the capability of conducting measurements in the laboratory tests and the application of DTS technology in various environments.

2. Materials and Methods

2.1. The "90% Step Change" Method

The spatial resolution can be defined as the minimum distance of cable required to fully detect a localized temperature step occurring along the cable. It depends on technical specifications of the DTS unit (optical pulse width and electronic bandwidth) and on the dispersion of the light along the glass fiber. In practice, manufacturers generally follow recommendations describing test procedures to estimate the spatial resolution. Detailed information may be found in the SEAFOM's document (Subsea Fiber-Optic Monitoring Group, Epsom, UK; SEAFOMMSP-01) and the publication of the COST (European Action for Cooperation in Science and Technology; COST-299) (Habel et al., 2009), that are reference documents considering the specifications and characterizations of DTS measurements.

Test procedures consist, generally, in estimating the spatial resolution as the minimum distance that allows the measurement of 90% of an abrupt step change. The procedure can consist of immersing increasing lengths of cable inside a calibration bath and estimating the length required to detect at least 90% of the temperature step (Failleau et al., 2018; Habel et al., 2009; SEAFOM, 2010). Similarly, Tyler et al. showed that this method could be applied directly by considering just one single test setup, by estimating the length over which the DTS unit shows 90% of a step change in temperature. It requires generating a sharp step change in temperature along the cable, surrounded by long enough sections of cable maintained at a constant temperature (Tyler et al., 2009). Note; however, that some publications suggest applying the step change method by considering the length required to monitor from the 10% to the 90% level of the step change in temperature ("10–90 method") (Selker et al., 2014; Smolen & van der Spek, 2003). Since this method is based on the observation of 80% of the step change, the result will suggest a finer spatial resolution compared to the 90% step change method. The "10–90 method" is also widely applied by DTS manufacturers to determine the spatial resolution (Selker et al., 2014). Note that this method is presented as an additional method to estimate the spatial resolution in the SEAFOM's document. Nevertheless, it specifies that the measured "10%–90%" value should be multiplied by 1.31 to get an estimation of the spatial resolution estimated through the 90% step change method

(SEAFOM, 2010). The latter point is generally neglected. This lack of standardization makes comparison between units and manufacturers difficult. In the following, we will apply only the "90% step change" method, considering the spatial resolution as the length required to monitor from 5% to 95% of the temperature step change. In the field, this method may be applied using the inlet and the outlet of calibration baths that ensure the presence of a sharp step change in temperature along the cable (Tyler et al., 2009).

However, it may be difficult to compare the estimates of spatial resolution in the field with the DTS units' specifications provided by the manufacturers. DTS units' specifications are defined in ideal laboratory conditions, based on abrupt transitions between chambers where measurement conditions and temperature are perfectly controlled. In field conditions, cold or warm baths are generally used but the generated step change in temperature is not as abrupt as during ideal laboratory conditions. Then, Tyler et al. showed that the quality and characteristics of fiber-optic cable could affect the spatial resolution of DTS systems (Tyler et al., 2009). One of the main limitations of this method is that the step change induces lateral heat conduction along the cable according to the thermal conductivity of the cable. Manufacturers generally use bare fiber (i.e., glass with polymer coating but without cable protection), which allows for neglecting the effect of thermal conduction along the cable, especially for an abrupt temperature step change. The monitored step change of temperature along the cable depends; thus, on the spatial resolution of the DTS unit but also on the heat conduction along the cable that may partly blur the estimation of the spatial resolution. The application of the "90% step change" method can; thus, lead to coarser effective values of the spatial resolution, depending on the thermal properties of the cable. Here, we propose, in the following, the use of complementary methods in order to characterize the effective spatial resolution and the representativeness of DTS measurements all along the cable.

2.2. Estimation of the Effective Spatial Resolution

First, the effective spatial resolution was estimated with the classical "90% step change method" described by Tyler et al. (2009) using the inlet and the outlet of calibration baths. Note that the SEAFOM's report recommends applying an interpolation method before estimating the step change, which was not applied here. Since sufficient data points were available to describe the step change, an interpolation would not significantly change the results obtained.

We also propose to calculate the semi-variance of measurements that allows for defining the spatial dependence between successive observations. The analysis of the semivariogram provides information about the correlation length between measurements from each DTS unit. Semi-variance can be calculated using long enough sections of cable deployed in homogeneous and constant temperature areas, thus not necessarily warm or cold calibration baths. Contrary to the "90% step change" method, the heat conduction along the cable can be neglected in homogeneous sections where no temperature gradients or variations occurs. The correlation length should; therefore, provide an estimate of the spatial resolution much closer to the one provided by the manufacturers, independently of physical processes, such as heat conduction, along the FO cable. The semivariogram $\gamma(h)$ is given by (Curran, 1988; Webster, 1985):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)}\sum_{i=1}^{N(h)}\big(z(x_i) - z(x_i + h)\big)^2 \quad (1.2)$$

where $z(x_i)$ and $z(x_i + h)$ are temperature measurements at locations (x_i) and $(x_i + h)$, h being the lag distance (i.e., the distance between two pairs of data points located at i and j) and $N(h)$ the number of data pairs separated by h. The spatial dependence of data is then estimated by determining the parameters of semivariograms, especially the range, which is an estimate of the maximum correlation length between two points at separation distance h. At distances smaller than the range, a spatial correlation exists between data points, while measurements are supposed to be uncorrelated at greater distance.

Semivariograms can be constructed with data collected in calibration baths and can be interpreted by fitting a Gaussian model to experimental data:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1\left[1 - e^{\left(\frac{-3h^2}{\alpha^2}\right)}\right] \quad (1.3)$$

where C_0 is the nugget, C_1 the sill, and α the range of influence. The nugget effect C_0 can be interpreted as random noise, as short-scale variability, or as the measurement error (Chambers, 2000). The semivariograms were interpreted by fitting a Gaussian model (Equation (1.3)) on experimental data to estimate the nugget effect C_0 and the range of influence α.

In theory, the estimation of the effective spatial resolution using the "90% step change" method and the estimation of the correlation length of measurements should provide two complementary estimates of the effective spatial resolution. Nevertheless, in the field or during a lab experiment, the high variability of temperature that may occur along the cable raises the

issue of the meaning and the representativeness of measurements. In such case, it may be difficult to know which of these values should be considered along the cable. In areas where no temperature changes are observed, the correlation length may be better suited, while in areas characterized by large temperature step changes, the effective spatial resolution estimated from the step change method should be more appropriate.

To go further, we propose to evaluate the spatial temperature variations along the cable using the "derivative method". It consists of calculating the derivative of the temperature with respect to distance measurements all along the measurement length:

$$\frac{dT}{dx} = T_n' = \frac{T_{n+1} - T_n}{x_{n+1} - x_n}, \quad (1.4)$$

where T_{n+1} and T_n are temperature measurements at locations x_{n+1} and x_n. The difference ($x_{n+1} - x_n$) represents the sampling interval.

Theoretically, when temperature remains stable over a sufficient distance or when temperature changes occur at a scale larger than the effective spatial resolution, temperature variations along the cable are particularly smooth or negligible. This implies that the gradient in temperature between successive measurement points is low, meaning that the derivative of temperature should tend to zero. Conversely, when abrupt temperature changes occur along the cable due to thermal anomalies, local peaks, step changes, etc., the DTS device may not be capable of fully measuring the temperature signal. In this case, the gradient or derivative of temperature should digress from zero. To summarize, the spatial derivative of measurements, through the estimation of the spatial variability of measurements along the fiber-optic cable, should provide a good estimation of the representativeness of temperature measurements with respect to the effective spatial resolution.

2.3. Modelling FO-DTS Measurements

To illustrate the different approaches used to estimate the effective spatial resolution of DTS measurements, an analytical model reproducing DTS measurements was developed. An arbitrary temperature profile was first postulated (Figure 1-6a, black line) for reproducing DTS measurements according to sampling interval, spatial resolution, and noise measurement (Figure 1-6a, red and blue lines). We assumed the different measurement points as the weighted sum of the unit Gaussian distribution, with the spatial resolution as standard deviation multiplied by the actual temperatures, as suggested by Selker et al. (2014) and

applied by Maldaner et al. (2019) and Bense et al. (2016). DTS data were modelled considering either a 12.5 cm sampling interval and a 37.5 cm spatial resolution (red line), or a 25 cm sampling interval and a 75 cm spatial resolution (blue line). These values were chosen arbitrarily in accordance was added to the data in order to reproduce noise measurements occurring during DTS data acquisition. This 50 m synthetic temperature profiles allowed for simulating the effect of an abrupt step change from 7 to 12 m, of localized thermal anomalies at 18 and 20 m, and of a smooth increase of temperature from 27 to 50 m.

As shown in Figure 1-6a, simulated temperature profiles (red and blue lines), reproducing DTS measurements, are in perfect agreement with the synthetic temperature profile (black line) when temperature variations are smooth (from 27 to 50 m) or when temperature is constant over a sufficient length. Here, this means that whatever the spatial resolution assumed, DTS measurements are representative of the effective temperature along these sections. On the opposite, DTS measurements are not capable of efficiently monitoring step changes in temperature occurring right at the step change, respectively located at 5 and 12 m along the temperature profile (Figure 1-6a), as highlighted in Figure 1-6b. As expected, the length required to monitor the step change is directly dependent on the spatial resolution of DTS units. Likewise, DTS measurements are not representative of the effective temperature and temperature changes are widely underestimated when local thermal anomalies occur along the profiles (peaks in temperature at 18 and 20 m, as shown in Figure 1-6a).

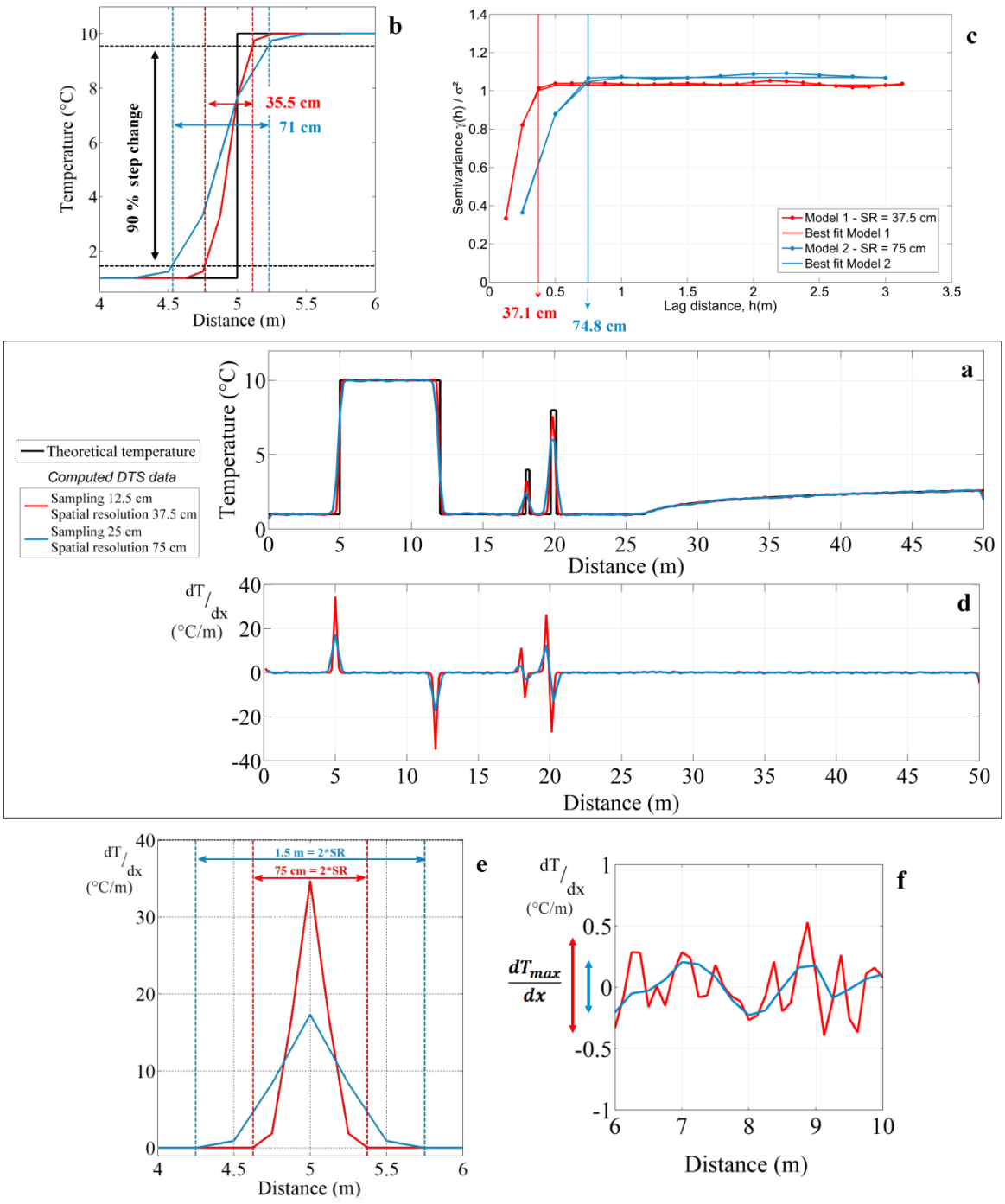


Figure 1-6. a. Numerical modelling highlighting the impact of spatial resolution on Distributed Temperature Sending (DTS) measurements. The red and blue lines correspond to modelled temperature profiles and the black line to the synthetic temperature profile. b. Estimation of the spatial resolution using the "90% step change" method. c. Semivariograms computed from modelled temperature profiles using data between 6 and 11 m (step change). The spatial resolution can be estimated by fitting a Gaussian model on semivariograms (solid lines) and estimating the correlation length (range). d. Derivative of the temperature estimated with respect to distance along the cable for both modelled temperature profiles. e. Estimation of the spatial resolution using the derivative method applied on sections where a sharp step change occurs along the temperature profile. f. Derivative calculations in constant and homogeneous sections of temperature.

The different approaches used to estimate the spatial resolution of DTS measurements can be applied using the different modelled temperature profiles. As shown in Figure 1-6b, when considering the "90% step change" method, the length required to monitor 90% of the step change is 35.5 cm for the first model (red line) and 71 cm for the second one (blue one), which are in very good agreement with the values of spatial resolutions assumed for the simulations (37.5 and 75 cm, respectively). When applied at 12 m, at the outlet of the temperature step, similar results are obtained. As shown in Figure 1-6c, calculating semivariances of simulated data on a cable section where temperature is roughly constant, for instance from 6 to 11 m, provides also very good estimates for the correlation lengths that are equal to 37.1 cm for the first model (red line) and 74.8 cm for the second one (blue line). This demonstrates that estimating the correlation length provides a very good estimation of the spatial resolution. Theoretically, the spatial resolution and the correlation length are; thus, equivalent and both the "90% step change" method and the correlation length estimates could be applied interchangeably.

The derivative method can then be applied to evaluate the representativeness of temperature measurements all along the cable. Figure 1-6d shows the evolution of the derivative of the temperature with respect to distance, calculated for both modelled temperature profiles. The derivative is close to zero when temperature variations are smooth (from 27 to 50 m) or when temperature is constant over a certain length (i.e., along the baseline of temperature). By focusing on these sections, as shown in Figure 1-6f, it can be highlighted that the derivative fluctuates actually within a narrow range close to zero. This range corresponds to the maximum temperature difference occurring between two successive measurement points in homogeneous temperature sections, and is around 0.85 °C/m for the first model (red line) and 0.4 °C/m for the second one (blue line). By multiplying this value by the sampling interval, it allows for evaluating the noise measurement at 0.1 °C for both models, which is fully consistent with the input model.

However, derivative reaches ± 35 °C/m for the first model (red line) and ±27 °C/m for the second one (blue line) right at step changes at 5 and 12 m along the temperature profile. As shown in Figure 1-6e, when a step change in temperature occurs along the cable, the distance over which the derivative varies from zero is twice the length of the spatial resolution. Thus, this suggests that the spatial resolution can also be estimated directly using the derivative method at a step change surrounded by long enough sections of cable maintained at a constant temperature. In the case of local thermal anomalies at 18 and 20 m, as shown in Figure 1-6d,

the estimation of the spatial resolution is not possible due to a too limited number of data points that describes such variations. However, the very large variations of the derivative around these anomalies reveal cable sections where temperature measurements are not representative of the effective or "true" temperature. In conclusion, this method allows for going further by evaluating the robustness of measurements all along the cable, simply by estimating the derivative of temperature measurements along the cable.

2.4. Sandbox Experiments

2.4.1. Objectives of the DTS Experiments

The experimentation consists in conducting a succession of laboratory active-DTS experiments. The active-DTS method was recently developed and consists of continuously monitoring the change in temperature along a heated cable. The elevation in temperature depends on sediments thermal properties but also on groundwater flow velocities that dissipate heat through advection (Bakker et al., 2015; Bakx et al., 2019; Coleman et al., 2015; des Tombe et al., 2019; Read et al., 2014). In the present case, the experiment was based on the electrical heating of the cable through its steel frame injection, meaning that the fiber-optic cable was both the heating source and the measurement point. The aim of these laboratory tests is to quantify the effect of flow rate conditions on the thermal response measured along the cable for validating some analytical solutions. Another objective relies on the understanding of the effect of the angle between the flow direction and the fiber-optic cable on measurements. This requires a specific and relevant installation of the fiber-optic cable in the sandbox with accurate characterization of the spatial resolution of measurements during the experiment. Indeed, due to the limited size of the sandbox experiment compared to spatial resolution of measurements, this may require a point-by-point analysis of measurements. Here, we present the comparison of different methods to estimate the spatial resolution and the interpretation of active-DTS experiments is beyond the scope of the study. In the following, we present briefly the experimental setup that allowed the acquisition of DTS measurements.

2.4.2. Experimental Setup

The experimental setup is illustrated in Figure 1-7. The sandbox was a 0.576 m^3 PVC tank open at the top (1.6 m length, 1.2 m width, and 0.3 m height) and filled with sand. Inlet and outlet of water were controlled by water level in both water reservoirs on either side of the sandbox. Both sides were consistently perforated allowing an equal distribution of

incoming and out coming water over the width and the height of the sandbox. The water circuit was a closed loop. First, a pumping system supplied water from a separate larger tank toward a degasification system. This process aims to limit the formation of air bubbles into the sand. Then, the degassed water was sent toward the inlet reservoir. The water level (h_1) in this reservoir was controlled by an overflow outlet, whose height could be manually adjusted. Next, water flowed through the sand up to the outlet reservoir, where water level was also controlled by an overflow outlet. Finally, excess of water was sent back towards the separate tank before being re-injected into the system.

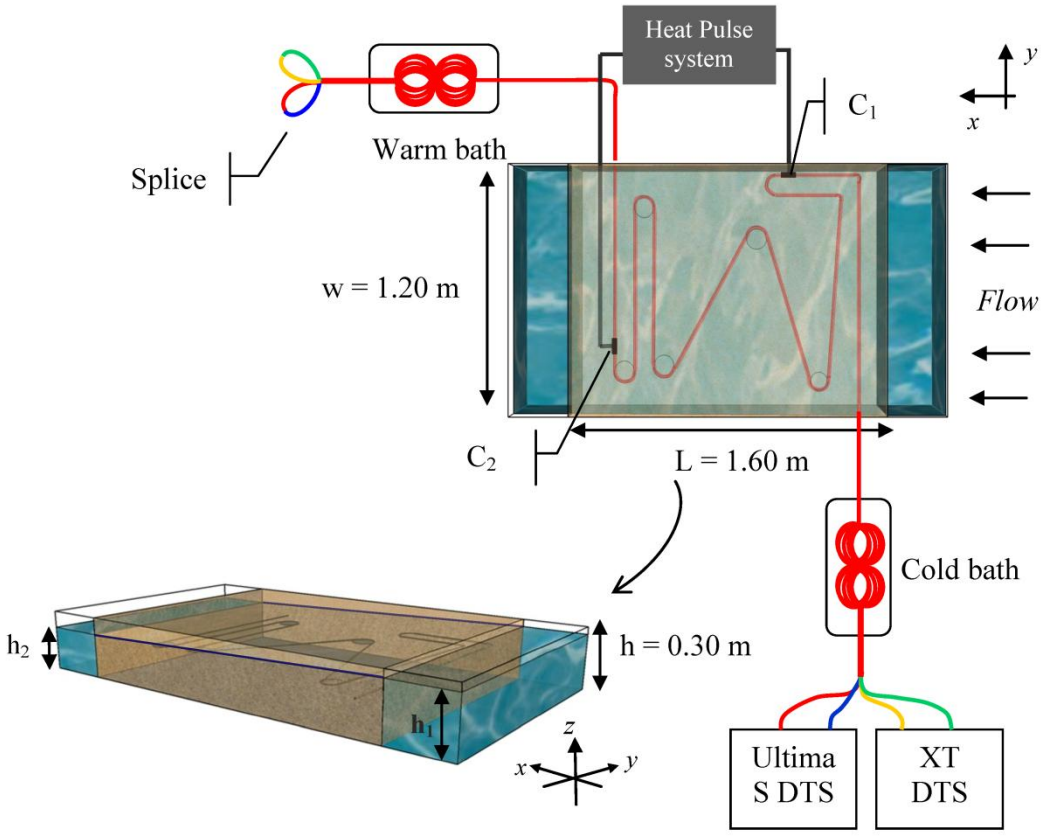


Figure 1-7. Experimental setup for Distributed Temperature Sending (DTS) measurements showing the dimensions of the sandbox and the deployment of fiber-optic cable (top view (*x*,*y* plane) and side view (*x*,*y*,*z* plane)). Each paired fiber was respectively connected to a Silixa Ultima S DTS unit and to a Silixa XT-DTS unit. The marks C_1 and C_2 represent connection points between fiber-optic cable and electrical cables allowing the injection of electricity into the steel frame of the cable.

The first 10 cm of the tank was filled manually with 0.4–1.3 mm diameter sand to get a flat and smooth surface of sand. Then, 9 m of fiber cable was deployed on the top of this surface so that the entire cable lies at the same depth. As shown in Figure 1-7, the cable was installed in the sandbox so that the angle between the flow and the fiber-optic cable varied in space. The aim was to estimate the effect of this angle on temperature measurement. A 7 m

section of heated cable was electrically isolated and connected to electrical cable (connections C_1 and C_2) allowing the injection of electricity by connecting to a power controller. The cable was maintained in shape within the sandbox through PVC discs (diameter 10 cm) installed at each change in cable direction, at the end of each cable section. No PVC disc was required at the intersection between sections CD and DE (see Figure 1-8a). Lastly, the tank was fully filled with the same sand. Given the uniform setting of the sand, flow was considered homogeneous within the sandbox. The sand was saturated in water and flow rate was maintained as constant and maximum as possible during 24 h to ensure flow homogenization within the box. From now on, this stabilization period will be referred as "the start of experiment". During the experiment, the water level (h_1) was systematically kept 5 cm below the top of the sand to prevent water from flowing over sediments. Flow rates were measured independently and manually at the outlet of the sandbox, allowing for the calculation of the hydraulic conductivity using Darcy's law under unconfined conditions and estimated at $3.1\times10^{-3} \pm 8\times10^{-4}$ m/s.

2.4.3. Data Acquisition

The fiber-optic cable used is a 3.8 mm-diameter fiber-optic cable (BruSens cable; reference LLK-BSTE 85 °C) containing 4 multimode 50/125-µm fibers. The cable is armored with a stainless steel loose tube surrounded by stainless strength members and a polyamide outer sheath. Through this armored protection, the thermal conductivity of the cable is particularly high, ensuring a fast thermal response and simplifying the conduction of heat experiments within the cable. However, it also permits conductive heat transfer along the cable. As shown in Figure 1-7, fibers were paired and splices were made at the end of the cable, allowing measurements in double-ended configuration (van de Giesen et al., 2012). Thus, temperature can be simultaneously monitored all along the cable by connecting each paired-fiber to a FO-DTS control unit. This configuration is ideal to compare DTS units' performances, since temperature is monitored at the same time in the same cable. The first paired-fiber was connected to a Silixa Ultima S DTS unit (Silixa Ltd., Elstree, UK), reported temperature every 12.5 cm with a 33 cm spatial resolution. The second one was connected to a Silixa XT-DTS unit (Silixa Ltd., Elstree, UK), reported temperature every 25 cm with a 54 cm spatial resolution. Note that these values are the ones provided by the manufacturer specifically defined for these two units and obtained applying the "10–90 method" (i.e., the length required to monitor 80% of a step change). Therefore, the sampling interval of the XT-DTS unit is twice larger than the Ultima S unit, meaning that the number of samples is divided by two. DTS units

were configured to collect data at a 20 s sampling interval (10 s per channel). As shown in Figure 1-8a, the cable was installed in the sandbox so that the angle between the flow and the fiber-optic cable varied in space. Thus, cable sections called DE, HG, and HI are perpendicular to water flow, whereas cable section CD is parallel to water flow. Sections EF and FG lie, respectively, at a 60° angle and at a 110° angle to water flow. Cable sections were installed long enough to insure recording several measurement points before any change of direction. Thus, the cable section lengths in the sandbox varied between 0.9 and 1 m, providing 3 or 4 measurements points per section for the XT DTS unit and 7 or 8 measurements points per section for the Ultima S DTS unit.

To calibrate DTS units, a 20 m length of cable section was placed in a cold calibration (box filled with wetted ice) bath and a 20 m length in a warm calibration bath (equipped with a heating resistor). In each bath, a PT100 probe (0.1 °C) and an RBR SoloT probe (0.002 °C accuracy) recorded the temperature and air pumps were set to homogenize temperature. Temperature was monitored independently at several places along the experimental setup as well. Thus, RBR SoloT probes were installed within a 5 m loop of fiber set between the cold bath and the sandbox, allowing the evaluation of DTS data quality. Others RBR temperature sensors were installed in the inlet and outlet reservoirs and collected data were compared with FO-DTS data. Lastly, 8 PT100 probes were set directly inside the sandbox to monitor temperature evolution at different distances from the fiber-optic cable, as shown in Figure 1-8a. Relative uncertainty of temperature measurements, also called temperature resolution, can be estimated at 0.03 °C in calibration baths. Absolute uncertainty of measurement can be estimated at 0.15 °C by comparing DTS measurements and RBR soloT probes in calibration baths. Such uncertainty highlights the advantage of the double-ended measurement (van de Giesen et al., 2012). The robustness of the configuration and the calibration was also confirmed since attenuation occurring along the cable was corrected and temperature measurements are similar before and after the splice. The consistency of measurements between the two devices was checked by calculating the difference of measurements, monitored over time in calibration baths, external sections (air temperature), and in the sandbox outside of heating periods. The values of standard deviation of measurements, calculated for each device, were also compared. Thus, the difference of standard deviations between the two units is very low (<0.02 °C), meaning that both devices record the same variability of temperature over time. Then, the average difference of temperature measured all

along the cable between both devices is around 0.06 °C, confirming that temperature measurements in the sandbox, outside of heating periods, are quite similar with both devices.

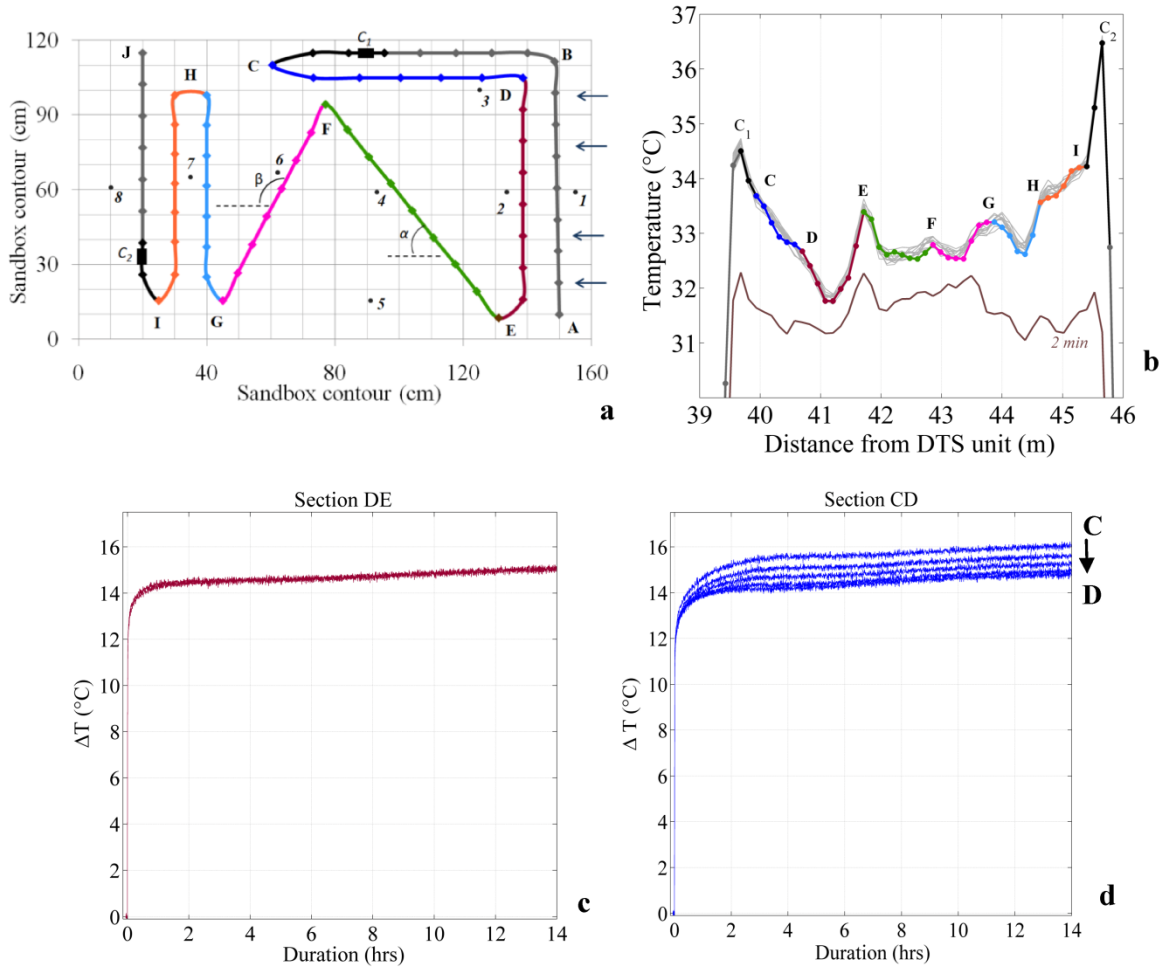


Figure 1-8. a. Schematic top view of the deployment of the fiber-optic cable in the sandbox. Temperature is recorded from point A to point J. The different cable sections were highlighted by different colors. Dots along the cable represent the localization of measurement points recorded with the Ultima S DTS (Distributed Temperature Sending) unit. Electrical/fiber-optic cable connections are represented by black rectangles (C_1 and C_2). Black numbered dots represent PT100 probes installed in the sandbox. b. Temperature profiles recorded with the Ultima S DTS unit along the heated section during the first heating period. The brown line corresponds to the temperature profile recorded after the first two minutes of heat injection. All other lines (gray and colored lines) highlight the temporal variability of temperature profiles after temperature stabilization (more than 4 h of heating) and correspond to temperature profiles recorded one after the other at sampling interval (20 s) during 4 min. The different cable sections were highlighted on the temperature profile with the same colors as Figure a. c. Evolution of ΔT over time during the third heating period along the section DE. The three external points were removed here. d. Evolution of ΔT over time during the third heating period along the section CD.

2.4.4. Heat Tracer Experiment

The experimentation consists of conducting a succession of laboratory active-DTS experiments under different flow rate conditions. After changing the flow rate and before starting active-DTS experiments, a more or less long interval time was necessary to reach hydraulic steady state, depending on flow conditions. After that, the cable was energized continuously during a few hours (between 6 and 8 h) using a Silixa's Heat Pulse Control System. The total electrical power injected was calculated in order to deliver a power intensity of 20 W/m along the heated section. The heat pulse system is controlled by CCI Control Panel software v.2.7.9 that records continuously the power supply specifications. It confirmed that the power controller supplied a quasi-constant and homogeneous power over time. Lastly, the recovery period was monitored all night long after turning off the power controller. This way, the full return to the initial state was ensured. It should be noted that the inflow temperature changed over time by a few degrees around the mean temperature of 20 °C (±2 °C). This change can be explained by air temperature changes inside the experimental room, by the potential warming of water in the tank induced by the pump and by the global heating up of the water in the tank induced by heating periods (closed loop water circulation system). Since these variations had an impact on temperature changes during heating and recovery periods, data were post-processed by applying a filter based on the propagation and the attenuation of temperature changes inside the sandbox using classical heat transport equations (Carslaw & Jaeger, 1959; Domenico & Schwartz, 1998).

While the temperature is expected to be broadly uniform in the sandbox, the application of the active-DTS experiment in the sandbox generates artificial temperature contrasts, as shown in Figure 1-8b. First, the temperature measured from the cable section DE to the cable section HI tended to increase. In other words, a gradient of temperature between the inlet and the outlet of the sandbox is created because of heat transport and heat accumulation in the sand. Thus, the increase of temperature recorded along the section HI depends on the local increase of temperature induced by heat injection along the section, but also on the transport of heat produced upstream in the sandbox. On the opposite, the temperature decreases steadily along the cable section CD, since temperature is recorded from downstream to upstream along this section. Secondly, as shown in Figure 1-8b, higher temperatures are recorded at the two ends of each sections (peaks at points E, F, G, and H). This is due to (i) the proximity of different heated cable sections - different heating sources - next to each other in these areas, but also to (ii) the presence of PVC discs installed at the ends of linear cable sections to hold the cable in

the sandbox. Lastly, as highlighted in Figure 1-8b, the temperature profile shows sudden and sharp temperature peaks at the beginning and at the end of the heated section (C_1 and C_2). This is the result of electrical/fiber-optic cables connections, sealed by epoxy resin, that induce local thermal properties changes during heating periods.

To summarize, the temperature profile is highly variable along the cable into the sandbox during active-DTS experiments. However, the shape of this profile is quite similar during the full duration of the heating period, starting from the first instants of heat injection, as highlighted in Figure 1-8b. Thus, despite the apparent spatial variability, the evolution of the ΔT over time is consistent and not as variable as expected, as shown in Figure 1-8c-d. Thus, while the thermal response is similar at all measurement points along the section DE (see Figure 1-8c), ΔT increases from upstream to downstream (from D to C) because of heat transport along the cable according to the flow rate (see Figure 1-8d).

3. Results

3.1. Effect of Spatial Resolution on Temperature Profiles

Figure 1-9a shows an example of temperature profiles obtained with both DTS units in the sandbox at a non-heated time. Results are similar with the two devices within noise measurement. The temperature decreases along the section BC, then increases along the section CD, and finally decreases from section DE to section IJ. In other words, at this time, the temperature decreases from upstream to downstream in the sandbox. Outside of heating periods, temperature changes depend on temperature variations in the inlet and flow rate that controls the residence time of water inside the sandbox. Residence times varied between 1 and 3 h depending on the flow rate. During these periods, both units record the same trend. The mean temperature and the standard deviation are also equivalent independently of DTS performances, with a mean difference of 0.06 °C. However, data collected using the Ultima S DTS unit seem a bit noisier because of the finer sampling interval.

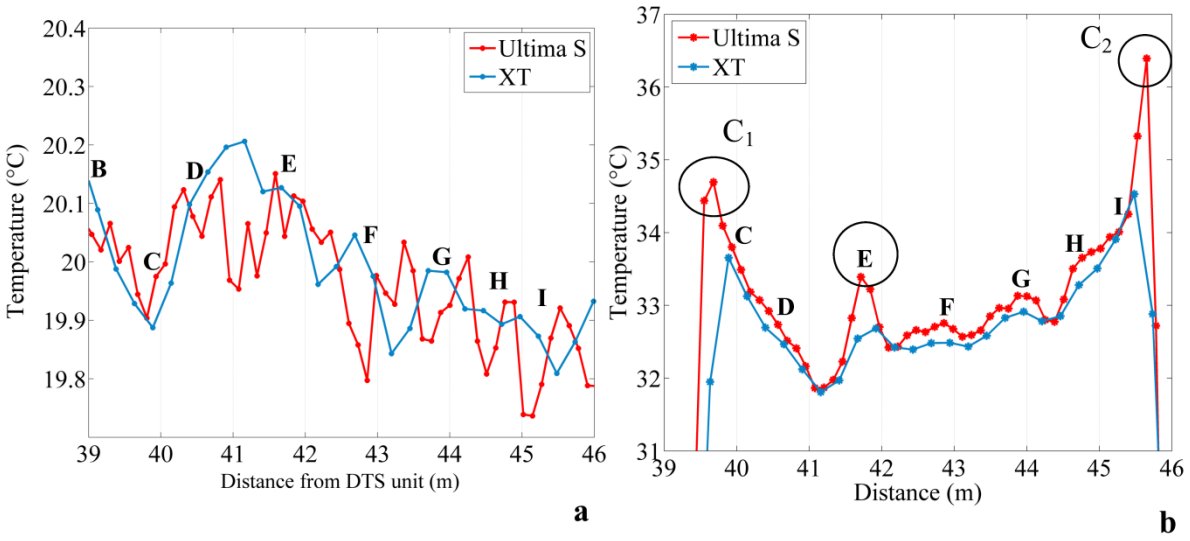


Figure 1-9. a. Example of temperature profiles measured with the XT DTS (Distributed Temperature Sending) unit and the Ultima DTS unit in the sandbox at a non-heated time. b. Example of temperature profiles measured with the XT DTS and the Ultima DTS unit in the sandbox at a heated time, after temperature stabilization.

In contrast, the difference of temperature is higher between the two units during heating periods, with a mean difference of 0.42 °C, as shown in Figure 1-9b. Broadly speaking, both units record the same trend of temperature, namely a decrease of temperature along the section CD, then an increase from upstream to downstream in the sandbox, as described in the Section 2.4.3. However, significant differences are observed between the two temperature profiles. The Ultima S DTS unit records higher temperatures than the XT DTS unit and allows for the more efficient detection of local peaks of temperature depicted by open circles on Figure 1-9b. Temperature measurements recorded with the XT DTS unit are on average 25% less variable than measurements recorded with the Ultima DTS unit. Since the consistency of temperature measurements between the two devices was verified in the warm calibration bath, we assume that this difference is directly due to the DTS units' performances. Thus, through a finer sampling interval and spatial resolution, the Ultima S DTS unit more efficiently highlights local contrasts of temperature. It should be noted that local increases in temperature are also visible with the XT DTS unit, since the variability of temperature measurements during heating periods is up to three times as much as during recovery periods. These contrasts are; however, underestimated and slightly shifted in space due to a coarser spatial resolution. Elsewhere, both DTS performances are quite similar, illustrating that the sampling interval and the spatial resolution do not affect the ability of temperature measurement, while temperature variations are smooth along the cable or while temperature changes occur over sufficiently long sections of cable.

3.2. Estimation of the Effective Spatial Resolution

3.2.1. Using the "90% Step Change" Method

Figure 1-10 shows examples of the estimation of spatial resolution for each DTS unit using the "90% step change" method introduced by Tyler et al. (2009), applied at the inlet of the cold bath and the inlet of the warm bath, respectively. The method was also applied at the outlet of the baths and at different times but, given the similarity in results, these applications are not presented here. Unsurprisingly, the distance required to detect a step change is systematically lower for the Ultima S DTS unit, meaning that its spatial resolution is finer than the spatial resolution of the XT DTS. This result is in agreement with the DTS units' specifications provided by the manufacturer.

However, the effective spatial resolution estimated from our data points varies between 52 and 67 cm for the Ultima S DTS and between 84 and 90 cm for the XT DTS unit. In other words, the effective spatial resolutions for both DTS units are between one and a half and two times larger than the one provided by the manufacturer, defined as equal to 33 cm for the Ultima S DTS unit and 54 cm for the XT DTS unit using the "10–90 method". These results suggest that the Ultima DTS unit requires between four and six points of measurements (at 12.5 cm interval sampling) to detect a step change, whereas the XT DTS unit requires between three and four points of measurements (at 25 cm interval sampling) to detect the same change. Below these values, thermal anomalies may not be fully detected and can be underestimated, in particular if the contrast in temperature is particularly localized.

Differences observed between the two calibration baths (see Figure 1-10) are representative of the variability observed when estimating the spatial resolution at sampling interval. Thus, an automatic script allowed for applying and repeating the method for different sampling intervals. The integration of data over greater time (1 then 5 h integration time) led to reduce the variability of estimated spatial resolution, and consequently improve the estimation of the effective spatial resolution.

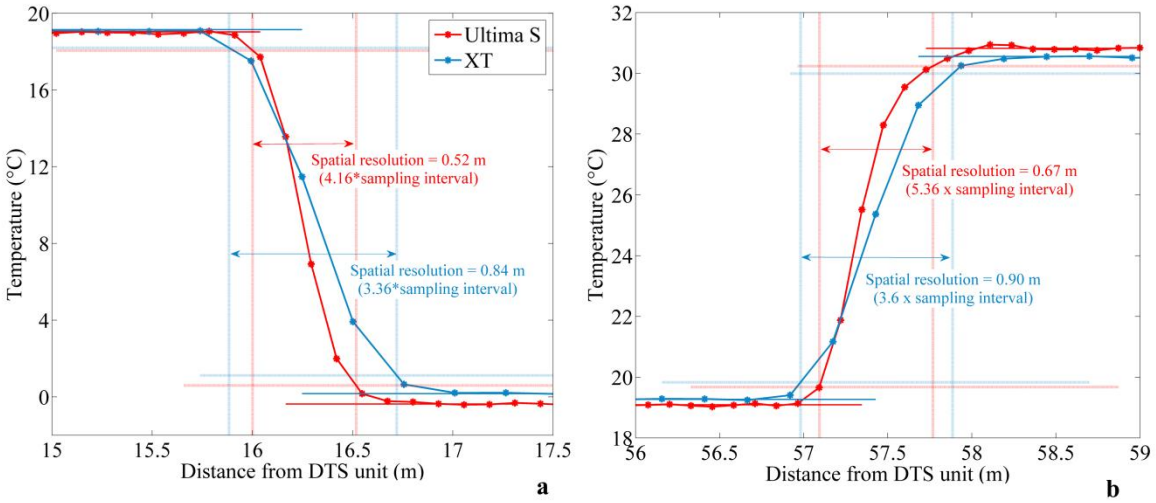


Figure 1-10. Estimation of the spatial resolution using the "90% step change" method for both DTS (Distributed Temperature Sending) devices, collected at the sampling interval (Ultima S DTS: Day 1 - 02:02:14 p.m. ; XT DTS: Day 1 - 02:02:01 p.m.) a. at the inlet of the cold bath and b. at the inlet of the warm bath.

3.2.2. Using the Correlation Length

Figure 1-11a shows semivariograms computed from data collected in the warm calibration bath. Once again, semivariograms were also constructed from cold bath data, but results are not presented here given the similarity of the results in both calibration baths. Figure 1-11a clearly highlights that the correlation length is larger for measurements collected with the XT DTS unit than for measurements collected with the Ultima S DTS unit. The Gaussian model fits perfectly with experimental data.

The range α estimated for the XT DTS measurements in the warm calibration bath equals 78 cm (with standard deviation of 7.49 cm), while the range estimated for the Ultima S DTS measurements is 29 cm (with standard deviation of 1.01 cm). In other words, the correlation length is more than two times lower for data collected with the Ultima S DTS unit. Concerning the nugget effect, its value was evaluated as 35 % of the variance (with standard deviation of 21 %) for both units. Since the value of the variance is 0.0028 °C^2 for the XT DTS measurements and 0.0061 °C^2 for the Ultima S DTS measurements, the data noise of each DTS unit can be, respectively, evaluated around 0.031 and 0.046 °C.

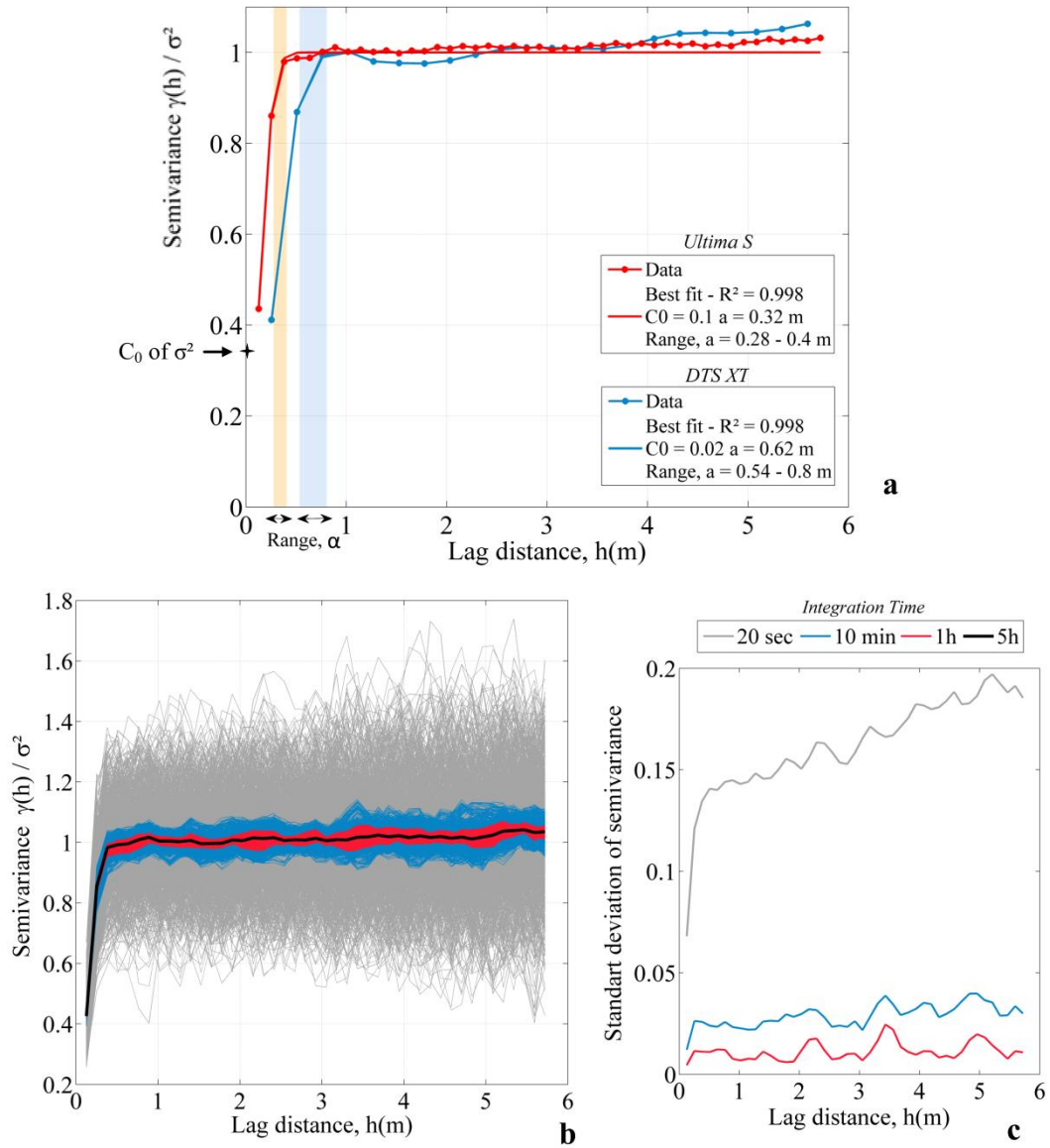


Figure 1-11. a. Semivariograms computed with data collected for both DTS (Distributed Temperature Sending) units. Data were integrated over the entire experimental time. The estimation of the best combination of range and nugget ($R^2 > 0.95$) allows for fitting a Gaussian model on experimental data. b. Effect of the integration time on the determination of the semivariogram. The data considered in this example are data from the Ultima S DTS collected in the warm calibration bath. Semivariograms were first constructed for each 20 s sampling times (grey lines), then constructed considering different cases – 10 min integration time (blue lines), 1 h integration time (red lines), and 5 h integration time (black line). c. Variability of semivariograms estimated for each integration time over lag distance.

Semivariograms were computed considering different integration times, as illustrated in Figure 1-11b. First, semivariance was calculated for each sampling interval (20 s). Then, moving averages were calculated considering different time intervals (10 min, 1 h, and 5 h). In each case, the standard deviation of semivariance was calculated over lag distance. Results are shown in Figure 1-11c. Broadly speaking, the integration time does not affect the estimation of correlation length, since the global shape of the semivariogram remains similar in each case (Figure 1-11b). However, the results are much more variable when semivariance

is calculated from the shortest interval time (20 s), as shown in Figure 1-11c. As a result, the analysis of a single isolated semivariogram could lead to the conclusion that its range varies between 0.15 and 1.35 m. The correlation length could; therefore, be largely over- or underestimated. As the data interval is made larger, the variability of semivariance decreases significantly. Integrating data over a 10 min interval time leads to dividing by four the variability of the semivariance. For a 1h integration time, the mean variability of semivariance is 0.01, meaning that the correlation length can be much more accurately estimated.

3.2.3. Using the Derivative Method

The estimation of the spatial resolution of both DTS units from the "90% step change" method suggests that cable section lengths in the sandbox are equal or larger than the spatial resolution of the units. However, this argument does not seem strong enough to validate measurements considering the high variability of temperature along the cable, and especially within the different cable sections. Thus, the derivative method was applied along the temperature profile.

Figure 1-12a shows the evolution of the derivative of the temperature with respect to distance. First of all, the derivative is close to zero when temperature variations are smooth (external sections) or when temperature is constant over a certain length (e.g., inside calibration baths). Because of noise measurements, the derivative ranges between -1.5 and 1.5 °C/m for data collected with the Ultima S DTS unit and between -0.9 and 0.9 °C/m with the XT DTS unit along such sections. This suggests that DTS measurements collected with DTS units in these sections are fully representative of the effective average temperature and that temperature changes, especially in external sections, occur at a scale greater than the spatial resolution.

Conversely, Figure 1-12a shows that the derivative varies greatly when a step change in temperature occurs along the cable. This is the case, for instance, at the inlet and the outlet of calibration baths. The derivative reaches ±50 °C/m and ±28 °C/m for the cold bath and the warm bath, respectively, for data collected with the Ultima S DTS unit. For the same baths, it reaches ±27 °C/m and ±18 °C/m, respectively, for data collected with the XT DTS unit. The amplitude of the derivative is twice larger for the Ultima S DTS unit than for the XT DTS unit. This difference is due to the coarser spatial resolution of the XT DTS unit, which smoothes temperature measurements. As highlighted previously when using the DTS temperature data model, in case of a step change, the distance over which the derivative varies from zero is twice

the length of spatial resolution. Here, this length is 1.02 m for the Ultima S DTS unit and 1.52 m for the XT DTS at the inlet of the cold bath, meaning that the spatial resolution can be estimated at 76 cm for the XT DTS unit and at 51 cm for the Ultima S DTS unit. These values are consistent with the spatial resolution estimated for each DTS unit from the "90% step change" method, confirming that the effective spatial resolution can be also simply estimated or confirmed by the analysis of the derivative of the temperature profile.

The analysis of the derivative provides also an estimate of the representativeness of measurements along the cable. As shown in Figure 1-12a, local changes of temperature during heating period due to electrical connections induce localized changes in the derivative at the inlet and outlet of the heated section (±50 °C/m for the Ultima S DTS unit and ±25 °C/m for the XT DTS unit). Elsewhere in the sandbox, one can define sections where the variations of the derivative are limited within a narrow range. Concerning data collected with the Ultima S DTS unit, Figure 1-12c highlights cable sections where the derivative fluctuates between ±1.5 °C/m (grey bands). If we assume now that, in these sections, measurements are representative of the effective temperature during heating periods, this leads to validate temperature measurements all along sections CD, FG, and HI. Concerning both sections DE and EF, local deviations of the derivative indicates that some measurements are not fully representative of the effective temperature, meaning that temperature variations occur at a scale smaller than the spatial resolution of the DTS unit. This conclusion should be considered for the data interpretation. However, at least five measurement points seem to be valid along these sections and could; therefore, be directly interpreted. Lastly, section GH should be entirely excluded from the data interpretation. It is probably heat propagation from section FG that affects, unequally, section GH according to the distance between both sections. The same conclusions can be drawn by calculating moving averages according to the spatial resolution of the DTS units, as shown in Figure 1-12c. Sections where the data averaging does not affect temperature profiles correspond to sections where the values of derivatives are low enough to validate the data. This suggests that, in such cable sections, successive measurement points could be independently interpreted at the sampling interval.

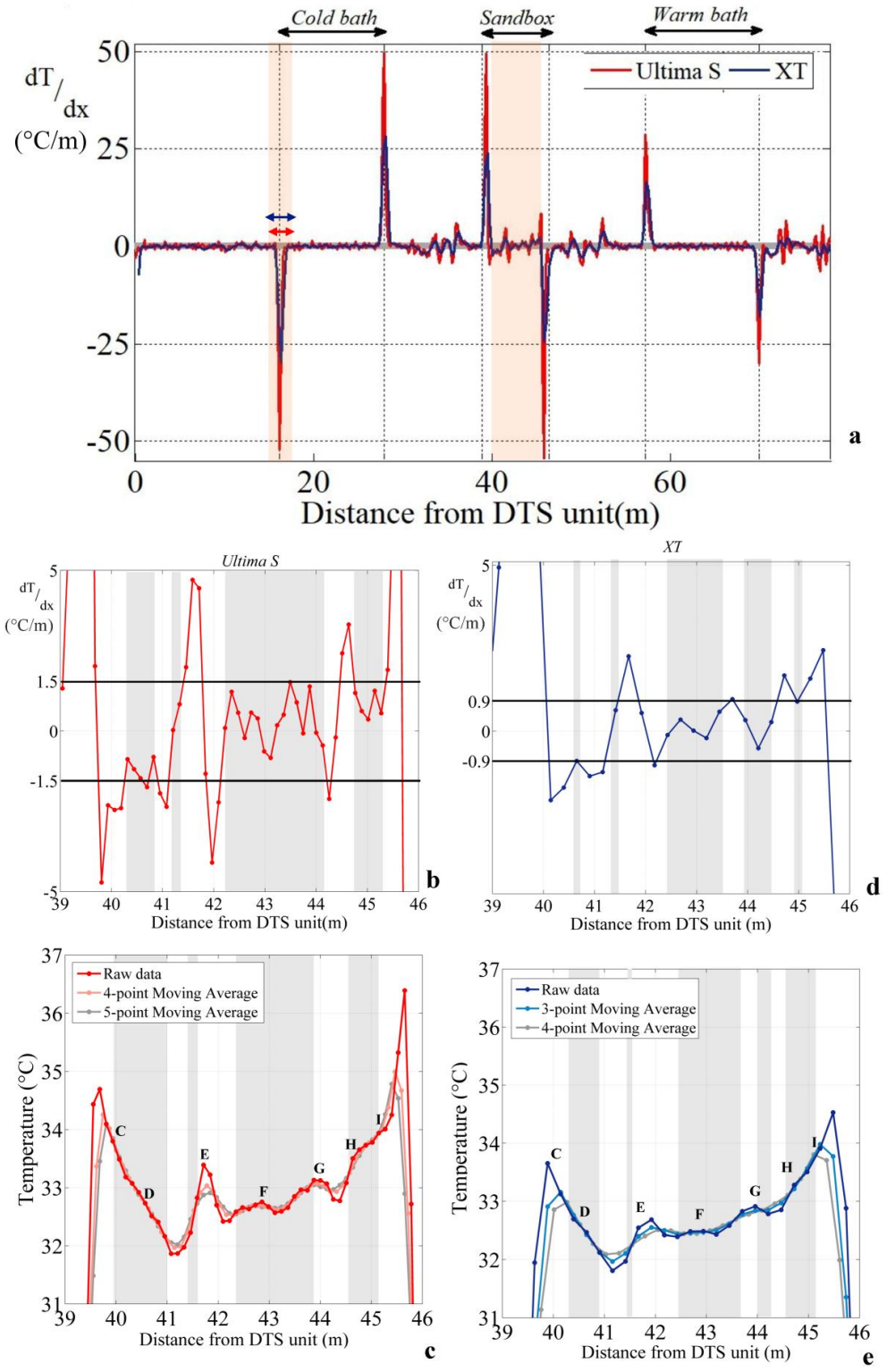


Figure 1-12. a. Derivative of the temperature with respect to distance. Data were collected during the first heating period, at 02:02:14 p.m. for the Ultima S DTS unit and at 02:02:01 p.m. for the XT DTS unit. b. Focus on the derivative of the temperature with respect to distance calculated in the sandbox for the Ultima S DTS unit. Horizontal grey bands represent significant measurement sections defined when the derivative ranges between -1.5 and 1.5 °C/m. c. Significant measurements points for data collected with the Ultima S DTS unit. d. Focus on the derivative of the temperature with respect to distance calculated in the sandbox for the XT DTS unit. Horizontal grey bands represent significant measurement sections defined when the derivative ranges between -0.9 and 0.9 °C/m. e. Definition of significant measurements points for data collected with the XT DTS unit.

The same approach was applied for data collected with the XT DTS unit, as shown in Figure 1-12d-e. Results suggest also that temperature measurements can be validated between 42.5 and 43.5 m (i.e., for some measurement points along sections EF and FG). Elsewhere, the validation of data is much tougher because of the larger sampling interval and spatial resolution. Indeed, some measurements seem to be valid along the heated section (40.8, 41.4, 44.1–44.2, and 45 m), but these correspond to a limited number of measurement points (one or two in each portion).

4. Discussion

4.1. Comparison of the Methods for Estimating the Effective Spatial Resolution

Three approaches were presented to estimate the effective spatial resolution of each DTS unit: The "90% step change" method, the estimation of the correlation length, and the derivative method. Table 1-1 summarizes the results obtained for each method and allows for comparison with DTS units' specifications provided by the manufacturer.

Table 1-1. Comparison of effective spatial resolutions estimated from the different methods for both DTS units.

		Ultima S DTS Unit	**XT DTS Unit**
Spatial Resolution Provided by the Manufacturer		33 cm	54 cm
"90% step change" method	Effective spatial resolution [m]	52 to 67 cm	84 to 90 cm
Derivative method	Effective spatial resolution [m]	51 to 57 cm	76 to 78 cm
Analysis of the semivariograms	Correlation length (σ [cm])	29 to 31 cm	66 to 78 cm
	Data noise [°C]	0.046	0.031

As expected, the Ultima S DTS unit has a finer spatial resolution than the XT DTS unit. The application of the "90 % step change" method and the application of the derivative method in calibration baths provide almost the same estimation of the effective spatial resolutions. These estimates are one and half to two times larger than DTS units' specifications provided by the manufacturer, which is consistent considering the difference when evaluating this parameter (method, conditions, cable). Although the effective spatial resolution is larger than specified, these values remain much more reasonable than demonstrated in some other studies (Failleau et al., 2018; Selker et al., 2014), which is promising in the deployment of FO-DTS in laboratory tests.

The construction of experimental semivariograms provides complementary insights about DTS measurements by estimating both the correlation length of measurements and the data noise. For both DTS units and both methods, the effective spatial resolution is larger than the correlation length. However, estimated correlation lengths are close to the value of spatial resolution provided by the manufacturer. Practically, the correlation lengths were estimated with data collected inside calibration baths, while the effective spatial resolution was estimating using sharp step changes in temperature along the cable. Considering the high thermal conductivity of the cable (induced by the steel armored protection), conductive heat transfer should occur along the cable because of the temperature gradient existing between calibration baths and external sections.

According to the Fourier's law of heat conduction, the rate of transfer is a function of the temperature gradient and the properties (thermal conductivity and section) of the cable which conducts heat. Although most of the heat is lost by advection and conduction perpendicularly to the FO cable, lateral heat conduction along the cable cannot be considered as negligible. Knowing the thermal conductivity of the steel, the significance of lateral effect of heat conduction (along the cable) was verified by modelling lateral variations of temperatures, induced by a sharp step change of temperature, by solving the 1D heat conduction equation using the finite difference method (Carslaw & Jaeger, 1959). In this simple case, a 20 °C temperature gradient along the cable induces significant temperature changes in the first 50 cm distance from the step change that can reach a few degrees in 5 h.

Thus, the difference between the effective spatial resolution and the correlation length could certainly be attributed to heat conduction occurring along the fiber-optic cable towards step changes in temperature. This would also explain why the estimated values for the effective spatial resolution and the correlation lengths differ in practice while both estimates are similar in the model (which does not consider heat conduction). Thus, our results suggest that the correlation length provides an estimate of spatial resolution close to the manufacturer's values, while the derivative method and the "90% step change" method provide an estimate that takes into account both the capabilities of the units and the effect of fiber-optic cable, such as heat conduction that occurs during experiments, especially close to abrupt temperature step changes.

The derivative method seems to be a simple and powerful tool for characterizing the quality and the representativeness of data all along the cable. It highlights the effect of spatial

resolution on measurements all along the cable, and demonstrates the ability of each DTS unit to measure the variability of temperature along the cable. The approach provides a direct and simple detection and localization of sections where data measurements may not be representative of temperature changes. Conversely, it allows for validating measurements along some sections of the cable by defining sections where measurement points seem to be representative. Along these sections, data can be considered as representative of the effective temperature averaged over the length of the spatial resolution. It should be noted that the derivative can be estimated interchangeably using a forward (Equation(1.4)) or a backward difference. It just should be specified for the data interpretation.

Both the step change and the derivative methods require the use of at least one calibration bath in order to ensure the presence of a sharp step change in temperature along the cable, surrounded by long enough sections of cable maintained at a constant temperature. Conversely, the correlation length method can be applied without the existence of a temperature step change, with the advantage of defining spatial resolution independently of conductive heat transfer along the cable. It only requires deploying long enough sections of cable in homogeneous and constant temperature areas (e.g., in baths maintained at ambient temperature). The main advantage of the derivative method is the direct evaluation of the quality of the measurements all along the cable independently of the presence of calibration baths. The use of this method during field applications can be particularly, interesting since experimental conditions are often highly different of ideal laboratory conditions and since the use of calibration baths is not always feasible.

4.2. Feasibility of Using FO-DTS in Laboratory Tests

The comparison of temperature measurements, recorded with both DTS units, shows that both provide an excellent measurement of temperature over time. Relative uncertainty of temperature measurement can be estimated at 0.03 °C and absolute uncertainty of measurement can be estimated at 0.15 °C for the calibration considered here. The quality of data is independent of the sampling interval and the high performance of the internal calibration of both devices in double-ended configuration provides high-quality data. It can be concluded that both DTS units' performances are quite similar where temperature is uniform along the cable (calibration baths for instance) or where temperature changes are smooth (e.g., in some external sections or in the sandbox during recovery periods). Along these sections,

DTS devices can be used interchangeably and the sampling interval and the spatial resolution do not affect the ability of temperature measurements.

The cable section lengths in the sandbox vary between 0.9 and 1 m, meaning that cable section lengths in the sandbox are equal or larger than the effective spatial resolution of units. Thus, the dimensions of the sandbox seem adapted to achieve DTS measurements with such DTS devices. However, seeing the high temperature variability along the heated section, the application of the derivative method is the most efficient method to evaluate the representativeness of measurement along the cable. Obviously, the Ultima S DTS should be preferred for measurements in the sandbox. Because of its improved spatial resolution, it provides larger sections of significant data. Only one cable section should be disregarded for data interpretation. Elsewhere, the number of measurement points with respect to spatial resolution is great enough on each section to interpret data.

5. Conclusions

We showed that the estimation of the effective spatial resolution of DTS data during an experiment depends on the technical specifications of the DTS unit but also on the methods used that may be more or less sensitive to fiber-optic cable properties. Thus, the estimation of the correlation length in calibration baths provides an estimation of the effective spatial resolution relatively close to the technical specifications of DTS units provided by the manufacturer. In the field or during lab experiments, the estimation of the effective spatial resolution defined from a step change is also affected by heat conduction that may increase the length of the step change according to the thermal conductivity of the cable and to the temperature gradient. The application of the “90% step change” method in the field provides an effective spatial resolution that should not necessarily be extrapolated to the whole cable length, since the rate of conductive transfer varies along the cable according to local temperature gradients. This point should be considered cautiously during active-DTS experiments, where temperature gradients may greatly vary both in time and space. Note, also, that this point may explain the discrepancies, generally highlighted in literature, between the values of spatial resolution estimated from the field and the ones provided by the manufacturers, even when the same method is used to estimate the spatial resolution (Selker et al., 2014).

We also showed that the derivative method is a simple and powerful tool for characterizing the quality and the representativeness of data all along the cable. The

application of the method permits the validation of measurements by defining cable sections where measurement points are representative of the effective temperature averaged over the length of the spatial resolution.

To summarize, we demonstrated the feasibility of conducting DTS measurements during laboratory experiments. It requires keeping in mind that spatial resolution fully controls the ability of interpreting DTS measurements, and that DTS devices with the best spatial resolution possible should be preferred during lab experiments. Lastly, the modelling of DTS data could be improved and used to reproduce temperature profiles during experiments, knowing the effective spatial resolution of the DTS units and the data noise of measurements. In further applications, whether during laboratory tests or during field experiments, the issue of the meaning of DTS measurements could be raised beforehand through the data modelling that could strengthen DTS applications, especially in heterogeneous environments. An inverse model could also be proposed and developed to model the efficient temperature along the cable. This will be the subject of future works.

Author Contributions: Conceptualization, N.S. and O.B.; methodology, N.S., O.B. and N.L.; software, N.S.; validation, N.S., O.B. and N.L.; formal analysis, N.S. and L.L.; investigation, N.S., O.B., N.L., B.P., G.P. and B.N.; resources, O.B., N.L., B.P., G.P. and B.N.; data curation, N.S.; writing—original draft preparation, N.S.; writing—review and editing, N.S., O.B., L.L. and G.P.; visualization, N.S.; supervision, O.B.; project administration, N.S.; funding acquisition, O.B. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was funded by the Agence de l'Eau Loire Bretagne, by the ANR project EQUIPEX CRITEX, grant number ANR-11-EQPX-0011 and by the EC2CO program (HOTFLUX). The APC was funded by the Agence de l'Eau Loire Bretagne.

Acknowledgments: The experimentation and the collaboration between the University of Rennes 1 and the University of Poitiers benefited from the support of INSU-CNRS through the Service National d'Observation H +. We thank Denis Paquet for helping us during the experimental work. We also warmly thank Silixa, and especially Athena Chalari, for the kind support and insightful comments about this paper.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflicts of interest.

Chapitre 3 – ***Numerical and experimental validation of the applicability of active-DTS experiments to estimate thermal conductivity and groundwater flux in porous media***

Interprétation des expériences actives DTS pour estimer la conductivité thermique et les flux : validation numérique et expérimentale

---

Le chapitre précédent a donc permis d'évaluer la représentativité des données de température collectées lors des mesures réalisées dans le banc expérimental. Les différentes approches appliquées pour évaluer la résolution spatiale effective des mesures ont permis de valider les mesures, au moins en partie, ce qui nous permet maintenant de les exploiter en étant sûrs de leur significativité.

Nous allons maintenant présenter dans ce chapitre les résultats majeurs obtenus. Dans un premier temps, nous présenterons les résultats des simulations numériques, qui devront permettre de décrire les différents régimes contrôlant l'élévation de température durant les expériences actives. Nous expliquerons ensuite comment ces résultats nous ont conduits à proposer des méthodes d'interprétation de l'élévation de température, mesurée au cours du temps lors des expériences actives, qui permettent d'estimer les flux d'eau, la conductivité thermique des sédiments et leur distribution respective le long des sections de câble chauffées. Ensuite, nous verrons comment les mesures réalisées sur le banc expérimental permettent de valider les résultats théoriques et donc les méthodes d'interprétation développées. Enfin, la combinaison des approches, c'est-à-dire les simulations numériques et les mesures en banc expérimental, devront permettre de définir les limites et l'applicabilité des méthodes dans différents contextes.

Ce travail a été soumis au journal *Water Resources Research* le 08 juin 2020. Suite aux demandes de révisions, reçues le 16 juillet, le papier a été révisé et à nouveau soumis le 13 septembre. Ce chapitre propose la dernière version de ce travail.

Numerical and experimental validation of the applicability of active-DTS experiments to estimate thermal conductivity and groundwater flux in porous media

N. Simon[1], O. Bour[1]*, N. Lavenant[1], G. Porel[2], B. Nauleau[2], B. Pouladi[1], L. Longuevergne[1] and A. Crave[1]

[1] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, 35000 Rennes, France.

[2] IC2MP UMR 7285, Department of Earth Sciences, Université de Poitiers, CNRS, HydrASA, F-86000 Poitiers, France

Corresponding author: Nataline Simon (nataline.simon@univ-rennes1.fr)

*Additional corresponding author: Olivier Bour (olivier.bour@univ-rennes1.fr)

Key Points:

- Numerical and Experimental validation of two methods to interpret active-Distributed Temperature Sensing (DTS) experiments in sediments
- Determination of thermal conductivity and groundwater flux with low uncertainties
- Definition of the applicability, range of measurements and limits of active-DTS experiments

Abstract

Groundwater flow depends on the heterogeneity of hydraulic properties whose field characterization is challenging. Recently developed active-Distributed Temperature Sensing (DTS) experiments offer the possibility to directly measure groundwater fluxes resulting from heterogeneous flow fields. Based on fundamental principles and numerical simulations, two interpretation methods of active-DTS experiments are proposed to estimate both the porous media thermal conductivity and the groundwater flux in sediments. These methods rely on the interpretation of the temperature increase measured along a single heated fiber optic (FO) cable and consider heat transfer processes occurring both through the FO cable itself and through the porous media. The first method relies on the Moving Instantaneous Line Source (MILS) model that reproduces the temperature increase and provides estimates of thermal conductivity and groundwater flux as well as an evaluation of the temperature rise due to the FO cable. The second method, based on the graphical identification of three characteristic times, provides complementary estimates of flux, fully independent of the effect of the FO cable. Sandbox experiments provide an experimental validation of the interpretation methods, demonstrate the excellent accuracy of groundwater flux estimates (< 5%) and highlight the complementarity of both methods. Active-DTS experiments allow investigating groundwater fluxes over a large range spanning $1x10^{-6}$ to $5x10^{-2}$ m/s, depending on the duration of the experiment. Considering the applicability of active-DTS experiments in different contexts, we propose a general experimental framework for the application of both interpretation methods in the field, making active-DTS field experiments especially promising for many subsurface applications.

1. Introduction

In groundwater hydrology, the characterization of the distribution of groundwater flow within the critical zone received considerable attention in the last decades (Freeze & Cherry, 1979). Our ability to quantify groundwater flow greatly controls our ability to characterize aquifers, predict contaminant transport and understand biogeochemical reactions and processes occurring in the subsurface (Kalbus et al., 2009; Poeter & Gaylord, 1990). Groundwater flow at interfaces such as recharge and discharge areas also play a key role in the preservation of groundwater-dependent ecosystems (Kalbus et al., 2006; Sophocleous, 2002). The quantification of groundwater fluxes is also particularly relevant for geothermal energy since they control heat exchange and storage capacities (Diao et al., 2004). Similarly, the characterization of seepage through dams, dikes and reservoirs is also critical for geotechnical engineering (Foster et al., 2000).

The spatial distribution of groundwater fluxes is largely driven by subsurface heterogeneities. Thus, in past decades, the characterization of the distribution of groundwater fluxes and their quantification relied on the capacity of characterizing and modeling the spatial variability of hydraulic conductivities (Marsily, 1976). Considering the challenge in characterizing the field variability of hydraulic properties, the use of heat as a tracer has been

widely developed and applied to characterize flow in aquifers or at interfaces such as the hyporheic zone (Anderson, 2005; Kurylyk et al., 2019; Kurylyk & Irvine, 2019; Rau et al., 2014). Indeed, the heat propagation is particularly sensitive to flow variations because thermal properties are much less variable than hydraulic conductivity (Anderson, 2005; Mao et al., 2013). Thus, the thermal conductivity ranges between 0.9 and 4 W/m/K for sedimentary aquifers (Stauffer et al., 2013) while hydraulic conductivity can vary over 12 order of magnitude (Freeze & Cherry, 1979).

Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) technology provides continuous temperature records through space and time along FO cables at high spatial and temporal resolutions (Habel et al., 2009; Smolen & van der Spek, 2003; Tyler et al., 2009; Ukil et al., 2012). The most performing DTS units available (e.g. Silixa Ultima) can provide temperature measurements every second at 0.125 m sample spacing. Accuracy of temperature measurements and effective spatial resolution depend on the performance of the DTS units but also on integration time, FO cable selection and experimental conditions in the field (Simon et al., 2020). Many applications in hydrologic sciences demonstrated the potential of the tool to characterize water movements and distribution in the sub-surface (Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Shanafield et al., 2018), especially since the development of active-DTS methods (Bense et al., 2016). Active-DTS methods consist in continuously monitoring temperature changes, induced by a heat source and measured along a FO cable. Early applications in open boreholes demonstrated the capability of heat tracer tests to quantify borehole flows (Banks et al., 2014; Leaf et al., 2012; Liu et al., 2013; Read et al., 2015). Contrary to passive-DTS methods that require measuring natural thermal anomalies or natural temperature fluctuations over time to characterize groundwater flows (Anderson, 2005), active-DTS methods are more sensitive to flow and allow investigating flow variations independently of temperature anomalies.

Among active-DTS methods, some authors proposed to monitor the difference of temperature measured between an electrically heated and a non-heated FO cable, which is directly dependent on fluxes (Bense et al., 2016; Read et al., 2014; Sayde et al., 2015). This approach offered the possibility to determine flow velocity distribution all along the FO cable and to quantify fluxes at unprecedented spatial and temporal resolutions. Then, considering the need to characterize flow under a natural gradient without the effect of the borehole (Pehme et al., 2010), further developments focused on deploying active-DTS methods in direct contact with the rock matrix. Active-DTS experiments have thus been conducted in

sealed boreholes (Coleman et al., 2015; Maldaner et al., 2019; Selker & Selker, 2018) and other promising studies proposed the direct deployment of FO cables vertically into unconsolidated sedimentary aquifers using direct push equipment (Bakker et al., 2015; des Tombe et al., 2019). Concurrently, active-DTS methods were largely developed and applied in unsaturated soils, offering the possibility of estimating the soil water content and thermal properties (Benitez-Buelga et al., 2014; He et al., 2018; Sayde et al., 2010, 2014; Weiss, 2003; Wu et al., 2019).

When heating is applied in direct contact with a saturated porous media, the thermal response, namely the elevation of temperature measured along the cable during heating periods, depends on thermal processes through the porous media and thus on water fluxes that dissipate heat through advection. Different approaches have been proposed to interpret this thermal response, such as numerical models (Coleman et al., 2015; Maldaner et al., 2019) and empirical or analytical solutions (Aufleger et al., 2007; Bakx et al., 2019; Maldaner et al., 2019; Perzlmaier et al., 2004). However, the required parameter calibration often makes the application of models difficult in different contexts. Bakker et al. (2015) and des Tombe et al. (2019) have recently proposed the use of analytical solutions, initially developed by Carslaw & Jaeger (1959; p.266-267), to efficiently estimate the distribution of fluxes along the FO cable. These solutions explicitly take into account conduction and advection processes occurring in saturated porous media. However, these applications did not consider the possible spatial variations of the thermal conductivity of sediments. Moreover, since their setup uses a heating cable combined with a separate FO cable used to monitor temperature at a given distance, their analytical solution cannot therefore be applied directly when the same cable is used both as a heat source and to monitor the temperature.

Recently, Del Val et al. (Submitted) described the effect of the properties of the heated FO cable on the thermal response when using a single FO cable as a heat source and to monitor temperature. They described heat processes controlling the thermal response along the cable and especially heat conduction which takes place during the early times of the heating period and is responsible for a large part of the temperature increase. However, the approach proposed to interpret the thermal response was difficult to apply and led to estimate parameters somewhat different to expected values for both thermal conductivity and groundwater fluxes estimates.

Although previous studies showed the link between groundwater flow and heat dissipation, most applications still depend on a calibration process or involve data uncertainties that preclude the generalization or full validation of active-DTS experiments applied to saturated sediments. To summarize, the use of active-DTS methods to quantify groundwater fluxes in the subsurface would require i) a general interpretation method that can be easily applied and that takes into account the spatial distribution of the thermal conductivities of sediments, ii) a validation of the methodology with independent experimental data and iii) a clear discussion about the applicability of the method in the field considering both the range of fluxes that can be measured and the limits of the method.

These are the aims of the present study. In the following, we first present the theoretical background required to interpret active-DTS experiments before presenting the numerical model used to simulate active-DTS experiments in porous media as well as the experiments achieved in the sandbox. Then, numerical simulations results provide an improved understanding of thermal processes controlling the temperature increase. Two interpretation methods are then proposed to interpret the temperature increase measured along a single heated FO cable during active-DTS experiments, providing an estimate of the spatial distribution of both groundwater fluxes and thermal conductivities at an unprecedented uncertainty level. These interpretation methods are first tested by numerical simulations before being experimentally validated. Finally, we discuss the applicability of active-DTS experiments by defining the limitations, range and uncertainties of measurements. This study offers the possibility of generalizing the application of active-DTS experiments in the field, for a wide range of contexts.

2. Materials and Methods

2.1. Theoretical background

2.1.1. Heat transfer through porous media

To quantify groundwater fluxes, we propose deploying a heat source within a porous media and monitoring the surrounding temperature evolution through an active heat tracer experiment using Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) technology. The cable is heated electrically through its steel armoring while the elevation in temperature is continuously monitored using the fiber optic inside the cable. Therefore, a single FO cable is used to measure the surrounding temperature and as a heat source, as applied in some

previous studies (Bakx et al., 2019; Bense et al., 2016; Read et al., 2014; Selker & Selker, 2018; Simon et al., 2020).

In this configuration, the temperature increase measured during an active-DTS experiment should be controlled by heat transfer processes occurring in the porous medium. Within a saturated porous medium, heat is transferred by two main mechanisms; advection, which corresponds to the heat transferred by flowing groundwater; and conduction, which corresponds to the molecular diffusion of thermal energy (Anderson, 2005). Without any flow, heat transfer should occur only by conduction and a gradual and continuous increase of temperature is therefore expected. If water flows through the porous medium, advection should partly control the thermal response by dissipating the heat produced by the heat source. The higher the water flow velocity, the lower should be the temperature increase. Note that free thermal convection in the porous media is considered here negligible, which is one of the assumptions required applying the following analytical solutions.

The transport of heat in saturated porous media by conduction and advection is described by the following heat transport equation (Carslaw & Jaeger, 1959 (p.148-149); Domenico & Schwartz, 1998) :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_t \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) - q \frac{\rho_w c_w}{\rho c} \frac{\partial T}{\partial x} \tag{1.5}$$

Equation (1.5) corresponds to the 2D advection-diffusion equation for a homogeneous and isotropic porous medium with a uniform and constant fluid flux q in x-direction as proposed by Stallman (1965). In this equation, T is the temperature (K), q the groundwater flux (or specific discharge) (m/s), ρc the volumetric heat capacity of the rock-fluid matrix (J/m^3/K), $\rho_w c_w$ the volumetric heat capacity of water (J/m^3/K). D_t is the thermal diffusivity coefficient (m^2/s) and depends on λ, the bulk thermal conductivity (W/m/K):

$$D_t = \frac{\lambda}{\rho c} \tag{1.6}$$

2.1.2. The Instantaneous Line Source (ILS) model

As highlighted by the heat transport equation, the temperature evolution is controlled by both the groundwater flux and the thermal properties of the saturated material, especially the thermal conductivity. Under no-flow conditions (q=0 in Equation (1.5)), Carslaw and Jaeger (1959; p.258-259) showed that the differential equation for heat conduction could be solved

for a homogeneous infinite medium, initially at thermal equilibrium (T_0 everywhere) by considering an Instantaneous Line Source (ILS). At t=0, a constant linear heating power Q (W/m) is switched on. The temperature response ΔT ($\Delta T = T - T_0$) is given in x-y direction by:

$$\Delta T(x,y,t) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \int_{\frac{r^2}{4tD_t}}^{\infty} \exp(-\Psi)\frac{d\Psi}{\Psi} = \frac{Q}{4\pi\lambda}\left[-E_i\left(\frac{-r^2}{4tD_t}\right)\right] \quad (1.7)$$

Where $r^2 = x^2 + y^2$ when the heat source is located at (0, 0), ΔT the change of temperature across the input time and Ψ a change of variable:

$$\Psi = \frac{x^2 + y^2}{4D_t t} \quad (1.8)$$

The exponential integral function $-E_i(-1/x)$ is also known in hydrogeology as the Well-function $W(x)$. Thus, Equation (1.7) can be simplified by the Jacob approximation if t is sufficiently large or r very small, i.e. if $r^2/4D_t t << 1$ (Blackwell, 1954; Marsily, 1976):

$$\Delta T = \frac{Q}{4\pi\lambda} W\left(\frac{4tD_t}{r^2}\right) \approx \frac{Q}{4\pi\lambda} \ln\left(\frac{2.25\ t\ D_t}{r^2}\right) \quad (1.9)$$

This assumption was used by Blackwell (1954) who developed a Transient-Flow Method showing that the thermal conductivity λ could be extracted from the slope s of the linear regression between ΔT and ln(t) during the heating period:

$$s = \frac{dT}{dln(t)} = \frac{T(t_2) - T(t_1)}{\ln(t_2) - \ln(t_1)} = \frac{Q}{4\pi\lambda} \quad (1.10)$$

Recent applications of active-DTS methods in boreholes used this approach to estimate the distribution of thermal conductivities (Freifeld et al., 2008; Maldaner et al., 2019). However, the estimation of thermal conductivity in active-DTS applications achieved under flow-conditions remains challenging due to the combined effects of both thermal conductivity and groundwater flux on the temperature increase.

2.1.3. The Moving Instantaneous Line Source (MILS) model

Carslaw and Jaeger (1959; 266-267) proposed adapting the ILS model considering uniform flow across the heat source. They proposed solving the advection-conduction equation by considering a Moving Instantaneous Line Source (MILS) model that includes the effect of advection on the thermal response. By considering an initial thermal equilibrium T_0

and a constant and uniform heating rate power Q (W/m), the thermal response ΔT ($\Delta T = T - T_0$) along the line source can be expressed as:

$$\Delta T(x,y) = \frac{Q}{4\pi\,\lambda}\, exp\left[\frac{q\,x}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right] \int_{\frac{x^2+y^2}{4tD_t}}^{\infty} \exp\left[-\Psi - \left(\frac{x^2+y^2}{D_t}\right)\frac{q^2}{16D_t\,\Psi}\,\frac{{\rho_w}^2{c_w}^2}{\rho^2 c^2}\right]\frac{d\Psi}{\Psi} \qquad (1.11a)$$

Different applications showed the potential of using this analytical solution to solve the advection-conduction equation for uniform and isotropic materials (Sutton et al., 2003; Zubair & Chaudhry, 1996). Noteworthy is that this solution can also be used for anisotropic material considering thermal dispersion (Carslaw & Jaeger, 1959 (p.257); Metzger et al., 2004; Molina-Giraldo et al., 2011).

Having $r = \sqrt{x^2 + y^2}$, Equation (7a) can also be written as:

$$\Delta T = \frac{Q}{4\pi\,\lambda}\, exp\left[\frac{q\,x}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right] \int_{\frac{r^2}{4tD_t}}^{\infty} \exp\left[-\Psi - \frac{r^2\,q^2}{16{D_t}^2\,\Psi}\,\frac{{\rho_w}^2{c_w}^2}{\rho^2 c^2}\right]\frac{d\Psi}{\Psi} \qquad (1.11b)$$

This equation can also be expressed using the Hantush Well function $W(\alpha, \beta)$ (Hantush, 1956):

$$\Delta T = \frac{Q}{4\pi\,\lambda}\; exp\left[\frac{q\,x}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right] W\,(\alpha,\beta) \qquad (1.11c)$$

where

$$\alpha = \frac{r^2}{4tD_t} \qquad (1.12)$$

$$\beta = \frac{r\,q}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c} \qquad (1.13)$$

$$W\,(\alpha,\beta) = \int_{\alpha}^{\infty} \frac{1}{\Psi}\, exp\left(-\Psi - \frac{\beta^2}{4\,\Psi}\right) d\,\Psi \qquad (1.14)$$

The MILS model (Equations $(1.11a)$) can be used to model and reproduce the temperature increase induced by a line heat source in an infinite medium. Considering this, Diao et al. (2004) described the behavior of the temperature increase under different flow conditions and demonstrated the impact of groundwater flow on performances of geothermal heat exchangers. They showed that the temperature increase is first mainly controlled by heat conduction for short times and then controlled by heat advection that dissipates the heat

produced, which limits the temperature rise and leads to the stabilization of temperature for late time. For steady-state conditions ($t \to \infty$), they proposed to approximate the Equation $(1.11b)$ using the Bessel function of second kind and order zero K_0:

$$\Delta T_f = \frac{Q}{2\pi\,\lambda}\; exp\left[\frac{q\;x}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right]\; K_0\left(\frac{rq}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right) \tag{1.15}$$

Where ΔT_f is the temperature reached for steady conditions. Diao et al. (2004) demonstrated that the duration t_s required to reach steady-state, *i.e.* $\Delta T = 0.99\;\Delta T_f$, directly depends on the magnitude of the groundwater flux q:

$$t_s = \frac{4\,\lambda}{q^2}\frac{\rho c}{{\rho_w}^2 {c_w}^2} \tag{1.16}$$

For short times, advection can be neglected, which means that the temperature increase can be modelled using the ILS model (Equation(1.9)) considering only heat transfer by conduction. Since the behavior of temperature for steady state conditions can be approximated by Equation(1.15), it is possible to define the intersection time t_i between the conduction-dominant stage, described by the Equation(1.9), and the advection-dominant stage, described by Equation (1.15):

$$\frac{1}{2}\;ln\left(\frac{2.25\;t_i\;D_t}{r^2}\right) = \; exp\left[\frac{q\;x}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right]\; K_0\left(\frac{rq}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right) \tag{1.17}$$

By using the approximation $e^x\;K_0(x) \approx \; K_0(x) \approx \; -2.3\;log_{10}(0.89x)$ (Hantush, 1956), the time t_i can be expressed as:

$$t_i = \frac{2.24.\,\lambda}{q^2}\,\frac{\rho c}{\rho_w^2\;\;c_w^2} \tag{1.18}$$

2.1.4. Applications for active-DTS experiments

The ILS and MILS models have been used to model temperature increase for different active-DTS applications. Bakker et al. (2015) and des Tombe et al. (2019) combined a vertical line heat source with a fiber optic cable and used the MILS model to successfully reproduce the temperature increase measured all along the FO cable and to estimate groundwater fluxes. However, they did not consider the possible variations of thermal conductivity of the materials along the FO cable, which may increase the uncertainty on the estimated fluxes.

The application of the MILS model when using a single fiber-optic cable as a heat source and for temperature measurement has been seldom proposed. Among others, F. Selker & J.S. Selker (2018) offered to use the definition of the stabilization time (Equation(1.16)), initially developed by Diao et al. (2004), to estimate the groundwater flux. Del Val et al. (submitted) recently studied the effect of the FO cable on the temperature increase. They showed that the evolution of the temperature measured in the cable is the combination of the heat propagation through the FO cable (ΔT_{FO}) with the heat propagation through the Porous Media (ΔT_{PM}):

$$\Delta T = \Delta T_{FO} + \Delta T_{PM} \tag{1.19}$$

For very small times (t<2min), the temperature evolution is driven by heat propagation through the FO cable, described by the authors as "the skin-effect". This effect is equivalent to the wellbore storage effect in groundwater hydraulics and depends on cable properties (diameter and thermal properties of the cable itself). It induces a relatively large increase of temperature ΔT_{FO} during the early period of heating due to the thermal properties of the FO cable. Considering the effect of the cable, they proposed a graphical interpretation of the flux based on the identification of the intersection time (Equation (1.18)). However, the application of the method to a field case was not fully satisfactory considering the error on flow estimation induced by noise in the data and the difficulty in removing the skin-effect and in defining t_i.

Besides these promising applications based on the use of the MILS model to interpret the temperature increase measured during active-DTS experiments, the method suffers from the lack of a standardized and validated interpretation method. In order to develop such a method, we present next a numerical model which considers all thermal processes controlling the temperature increase measured along a heated FO cable, namely heat transfer processes occurring through both the FO cable and the surrounding media. The aim is to highlight the effects of the FO cable, of the thermal properties of the media and of the groundwater flow on the temperature rise in order to improve the understanding of the different thermal regimes controlling the thermal response over time. Numerical simulations will be used as a guide for developing and testing a theoretical interpretation methodology based on MILS models. This approach will be then validated using experimental data conducted during laboratory tests in a sandbox.

2.2. Numerical model

As shown in Figure 1-13, the numerical model considers a simple 2D domain, within which heat transfer occurs with steady state fluid flow in porous media. Simulations were done using the Conjugate Heat Transfer module of COMSOL Multiphysics®. Mesh size ranges from 4.85×10^{-6} to 2.68×10^{-2} m with the finest meshes around the FO cable. In order to simulate the thermal response for typical groundwater fluxes but also to define the limitations of the method, the thermal response was modelled under a large range of flux ranging from 8×10^{-7} to 3×10^{-1} m/s.

Defining the limitations of the method requires ensuring the stabilization of temperature expected under flow-conditions, which involves long heating periods, especially for very low flow. After many tests, the heating period was set to 225 hrs, which necessarily involves the propagation of heat over a large domain whose dimensions depend on the groundwater fluxes. Thus, the size of the domain was adjusted for each flux tested to ensure that the heat produced does not reach the boundary of the domain (Thermal Insulation Boundaries). Under no-flow conditions, the domain was modelled as a square of 3 x 3 m with the heat source located in the center of the model. Under flow-conditions, the domain is a rectangle whose size varies according to the flux: the increase of the flux requires increasing the length of the domain and reducing its width. For instance, the size of the model was set at 5 x 0.20 m for $q=3 \times 10^{-5}$ m/s and the heat source was located 4 cm of the laminar inflow. For $q=3 \times 10^{-6}$ m/s, its size was set at 3 x 2.5 m with the heat source located at 0.90 m of the laminar inflow. For each simulation, the size of the domain was validated by verifying the stability of the temperature near the boundaries for the whole heating period. A single and large domain, for instance, 5 x 5 m could have been used but it would have resulted in more significant run-time simulations, especially with the extra fine mesh size of the model. Considering the mesh size of the model as a characteristic length, the Courant number ranges between 2.88×10^{-4} and 0.62 and the Peclet number ranges from 5×10^{-3} to 0.91; such values lower than 1 ensure numerical stability.

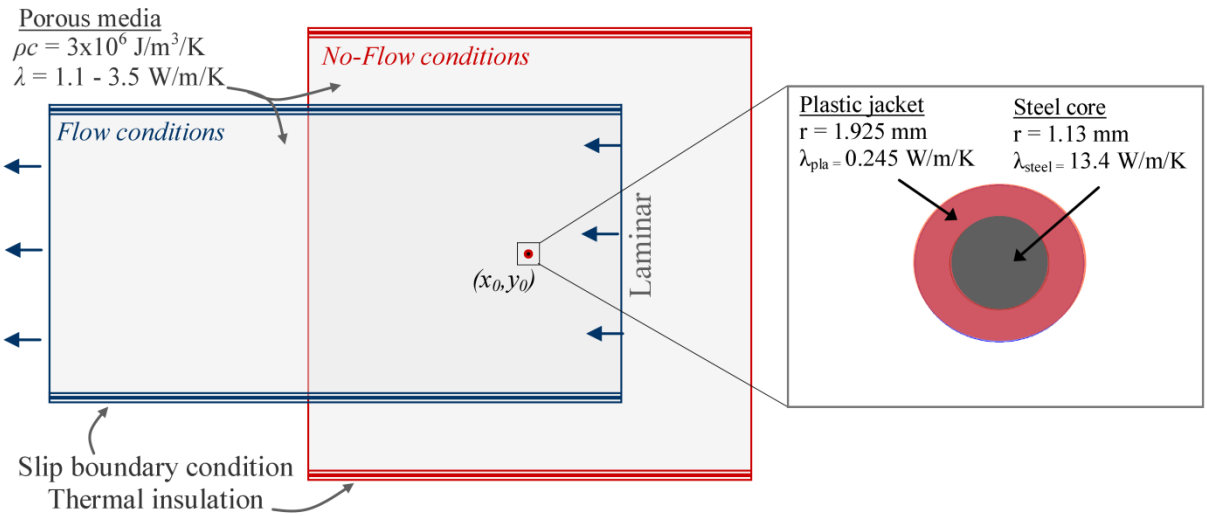


Figure 1-13. Numerical model geometry: the model simulates heat transfer by conduction with steady state fluid flow using the Conjugate Heat Transfer module of COMSOL Multiphysics®. The thermal source (located at x_0 and y_0) was represented by a simplified FO cable considering the effect of the cable design on thermal storage and conduction.

The FO cable was explicitly implemented with a steel core and a plastic jacket to get a better understanding of the effect of the cable design (material, layer thickness, conductivity of materials) on the thermal response, following Read (2016). The plastic jacket and the steel core radius are defined in accordance with the cables used for field experiments, namely BRUSens cables (reference LLK-BSTE 85°C) whose external and steel tube diameters equal respectively to 3.8 mm and 2.2 mm. This simplified representation of the cable does not include all of its components, such as fiber optics or gel. Still, due to the high thermal conductivity of the steel, this representation is sufficient to reproduce heat transfer processes (Read, 2016), and thus the thermal response induced by the heated cable in the saturated porous medium. The active-DTS heat tracer experiment was simulated by applying a heat source term [W/m^3] in the steel core, defined as the ratio between the electrical power input [W/m] and the surface of the steel core [m^2].

Temperature variations throughout the domain and in the cable core were first modelled under no-flow condition, for q=0 m/s, with heat transfer being exclusively controlled by conduction. Then, simulations were conducted by sweeping the groundwater flux over a range of 10^{-7} to $3x10^{-1}$ m/s. All simulations were performed using two values of thermal conductivity for the porous media, *i.e.* λ= 1.1 and 3.5 W/m/K, which allows covering a large range of thermal conductivities commonly found for sedimentary aquifers (Stauffer et al., 2013). Durations of heating periods were adjusted according to flow to ensure temperature stabilization at late times. Temperature distributions during recovery, after the end of heat

injection, were also simulated to obtain the evolution of temperature during both heating and recovery periods.

2.3. Sandbox laboratory experiments

2.3.1. Experimental Setup

Laboratory experiments were conducted in a sandbox in which flow rates can be well-controlled in order to test the proposed active-DTS interpretation method on experimental data. As shown in Figure 1-14, active-DTS experiments have been conducted by deploying a FO cable in a 0.576 m^3 PVC tank open at the top (1.6 m long; 1.2 m width and 0.3 m height) and filled with 0.4-1.3 mm diameter quartz sand that comprises 12% of fine sand, 28% of medium sand and 60% of coarse sand. The height of water in reservoirs on two sides of the sandbox (h_1 and h_2) can be adjusted manually to control of hydraulic gradient and thus the water flow through the sand. The setup of the sandbox is such that flow can be considered homogeneous. The average hydraulic conductivity was estimated at 3.06×10^{-3} m/s (Table 1-2). This experiment was the subject of a precedent study whose aim was to discuss the feasibility of conducting active-DTS measurements in a sandbox knowing that the spatial resolution of DTS units could be close to the size of the experiment. More details about the experimental setup are provided in Simon et al. (2020).

The cable was buried inside the sandbox at 20 cm-depth below the sand surface. The cable was installed so that the angle between the flow and the FO cable varies in space. Cable sections called DE, HG and HI are perpendicular to water flow (90°), whereas cable section CD is parallel to water flow. Sections EF and FG lie respectively at a 60° angle (α) and a 110° angle (β) to the water flow direction. The FO cable used is a 3.8-mm-diameter cable containing 4 multimode 50/125-µm fibers (BruSens cable; reference LLK-BSTE 85°C). As shown in Figure 1-14, two fibers were spliced at the end of the cable, allowing measurements in double-ended configuration (van de Giesen et al., 2012). The paired-fiber was connected to a Silixa Ultima S DTS unit reporting temperature every 12.5 cm at a-20 seconds sampling interval (10 seconds per channel). The effective spatial resolution of the unit was experimentally estimated during heating periods to be between 51 and 67 cm (Simon et al., 2020). To calibrate the DTS unit, 20 m of cable were placed in a warm calibration bath and 20 m in a cold calibration bath (a box filled with wetted ice). In each bath, a PT100 probe (0.1°C) and a RBR SoloT probe (0.002°C accuracy) recorded the temperature to calibrate the

acquired data. With this setup, the relative uncertainty of measurement was estimated to 0.03°C while absolute uncertainty of measurement can be estimated at 0.15°C. External temperature probes, marked from 1 to 8 in Figure 1-14, allowed monitoring temperature variations in the sandbox at different distances from the FO cable.

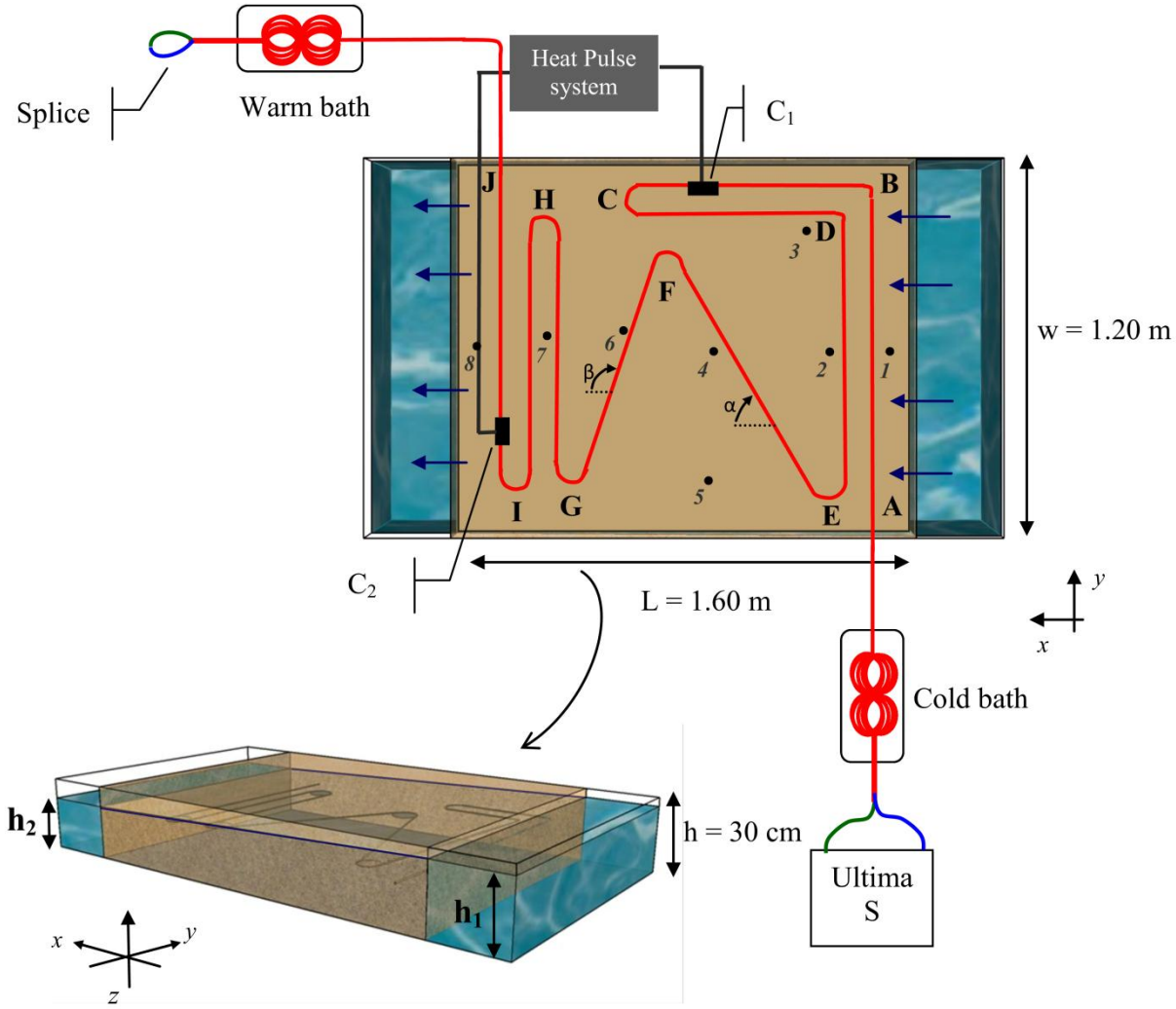


Figure 1-14. Experimental setup showing the dimensions of the sandbox and the deployment of FO cable [top view (*x*,*y* plane) and side view (*x*,*y*,*z* plane)]. The marks C_1 and C_2 represent the electric connections between the FO cable and the electrical cables allowing the injection of electricity into the steel frame of the FO cable (modified from Simon et al. (2020)).

2.3.2. Heat Tracer Experiments

A 7 m-section of cable was electrically isolated and connected to an electrical cable (connections C_1 and C_2) to allow the injection of electricity from a power controller. A succession of active-DTS experiments was conducted under different flow rates for 4 days to characterize the effect of flow on the thermal response. As shown in Table 1-2, the recovery period following each heating was monitored at least 14 hrs after turning off the power

controller, ensuring the return to the ambient temperature. The flow rate through the sandbox was progressively decreased, until the no-flow condition was reached (q=0). For each experiment, the flow rate was measured independently and manually at the outlet of the bench. The hydraulic conductivity was calculated using Darcy's law under unconfined conditions. An estimate of the water flux according to the distance from the inlet reservoir (h_1) was also calculated (Domenico & Schwartz, 1998). Table 1-2 provides details about flow conditions for each day of the experiment and the estimate of the hydraulic conductivity and water flux for section DE (located 20 cm from the inlet reservoir). For each experiment, the cable was energized continuously during a few hours (between 6 and 8 hours) using a Silixa Heat Pulse Control System, delivering a well-controlled power intensity of 20 W/m along the heated section, by injecting continuously 141W in the electrical circuit with an input amperage of 7.4 A.

Considering the spatial resolution of the DTS device and the limited size of the sandbox, the feasibility of conducting active-DTS experiments in such conditions was discussed in a previous publication (Simon et al., 2020). We validated experimental results for most measurement points, except section GH that was highly affected by heated adjacent sections of cable. In addition, we have ensured and verified that the boundaries of the tank were not affected by the temperature increase measured along the heated sections.

Table 1-2. Details of experimental conditions during the experiment

		Day 1	Day 2	Day 3	Day 4
Experimental conditions	Flow rate [m^3/s]	$2.12x10^{-5}$	$1.33x10^{-5}$	$4.8x10^{-6}$	0
	Duration of heating period	04h20m	08h00m	08h05m	08h00m
	Injected power [W/m]	20 W/m			
	Duration of recovery period	15h	15h	14h	20h
Calculated parameters	Hydraulic conductivity [m/s]	$3.12x10^{-3}$ $\pm1.29x10^{-4}$	$3.24x10^{-3}$ $\pm2.54x10^{-4}$	$3.06x10^{-3}$ $\pm7.98x10^{-4}$	-
	Flux (Darcy velocity) [m/s] along section DE	$4.93x10^{-5}$	$2.95x10^{-5}$	$1.11x10^{-5}$	0

3. Results

3.1. Numerical Simulations Results

Figure 1-15a shows the evolution of the simulated temperature during heating under different flow conditions. The log-time derivative of temperature is shown along the temperature evolution to highlight the effect of the different processes following Renard et al., (2008). During the first seconds of heat injection through the steel armoring of the cable, the evolution of both the temperature and its derivative are similar independently of the water flux. The temperature increases very rapidly and ΔT reaches 16.8°C in about 100 seconds. After few seconds, the derivative departs from the temperature curve and makes a hump. Afterward, the thermal response depends on flow conditions. When heat transfer is exclusively by conduction (q=0 m/s), a gradual and continuous increase of temperature is observed over time and the log-time derivative tends toward a constant value of 2.51 (solid and dotted red lines).

Under flow conditions (green, orange and blue lines), the temperature stabilizes progressively at late time. The associated log-time derivative decreases continuously before stabilizing towards zero. The value of ΔT after temperature stabilization depends on groundwater flux. As expected, the higher the water flux, the lower the value of ΔT. For each example, characteristic times t_d and t_a are defined and highlighted, since these times allow a proper characterization of q as we will see in the following sections. Time t_d corresponds to the moment when the temperature curves under flow conditions separate from the curve under no-flow conditions and when the associated log-time derivatives start decreasing. Time t_a corresponds to the moment when temperature stabilizes and the log-time derivative reaches zero. As shown in Figure 1-15a, these two characteristic times depend also on the magnitude of flux.

The analysis of the behavior of both the temperature and its log-derivative in the semi-logarithmic plot appears efficient to delimitate the effect of the different parameters on the temperature increase. Thus, by analogy with well-tests interpretation, the hump made by log-derivative in early times can be interpreted as the result of “Storage Effects” (Del Val et al., Submitted; Papadopulos & Cooper, 1967; Renard et al., 2008), which clearly helps delimitating the period when temperature increase is affected by the FO cable. Moreover, temperature stabilization, which should be reached once the heat injected through time is fully

dissipated by heat conduction and fluid advection, could also be investigated through the log-derivative similarly to case of leaky aquifers or constant head boundary aquifers that are identified through the behavior of drawdown evolution (Hantush, 1956; Hantush & Jacob, 1955; Renard et al., 2008).

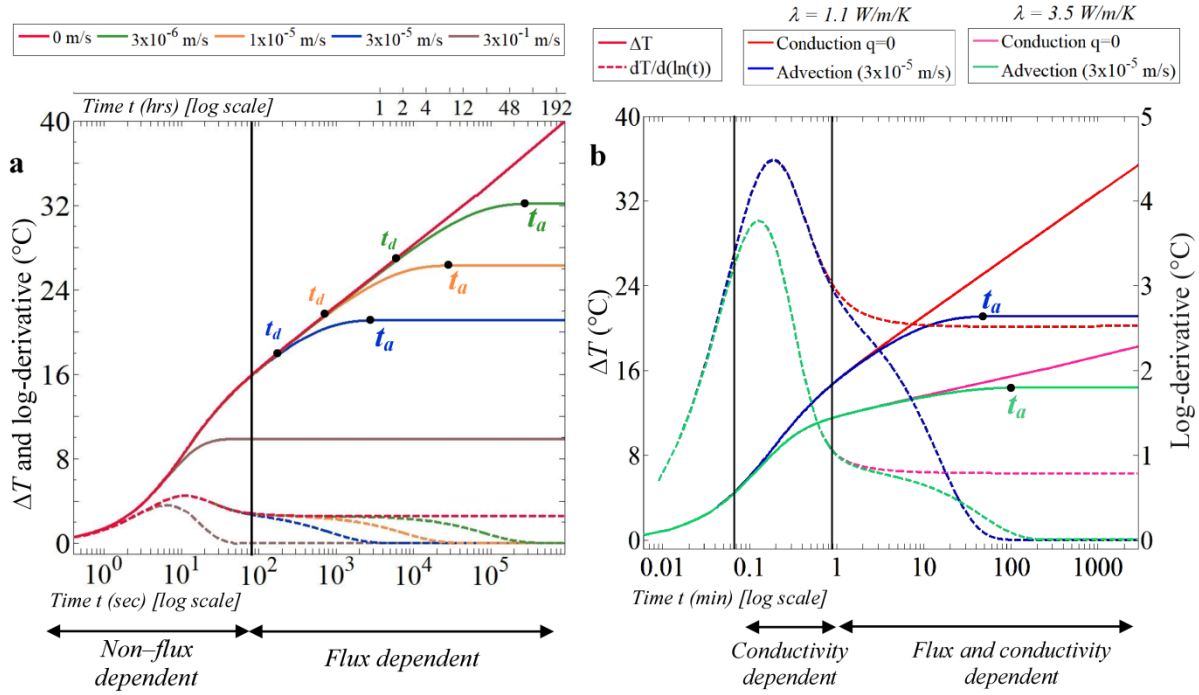


Figure 1-15. Typical examples of thermal responses obtained from active-heating experiments simulated using the numerical model described in section 2.2. These curves highlight: a. the effect of groundwater flux on both the temperature (solid curves) evolution and its derivative (dotted curves), and b. the effect of thermal conductivity and flow conditions on both the temperature evolution (solid curves) and its derivative (dotted curves).

Figure 1-15b shows the evolution of both temperature and log-time derivative of simulated temperature during heating periods under different flow conditions, but also for different porous medium thermal conductivities. During the first 20 seconds of heat injection, the responses are fully independent of both flux and thermal conductivity. Afterwards, temperature increases independently of flow for a few minutes. During this period, the temperature increase is higher for a smaller thermal conductivity. At later times, the thermal response depends on both thermal conductivity and flow that dissipates the heat produced, leading to temperature stabilization. The higher the thermal conductivity, the lower the value of ΔT.

3.2. Description of the typical thermal response curve

Numerical simulations highlight the role of the distinct heat transfer processes on the temperature rise during active-DTS experiments. These numerical results will provide the basis for the proposed general interpretation of thermal response curves and allow the definition of the typical response curve expected under flow conditions during active-DTS experiments using the FO cable as the heat source. Figure 1-16a illustrates this typical response and indicates the heat transfer processes at play in different stages of the temperature rise during heating.

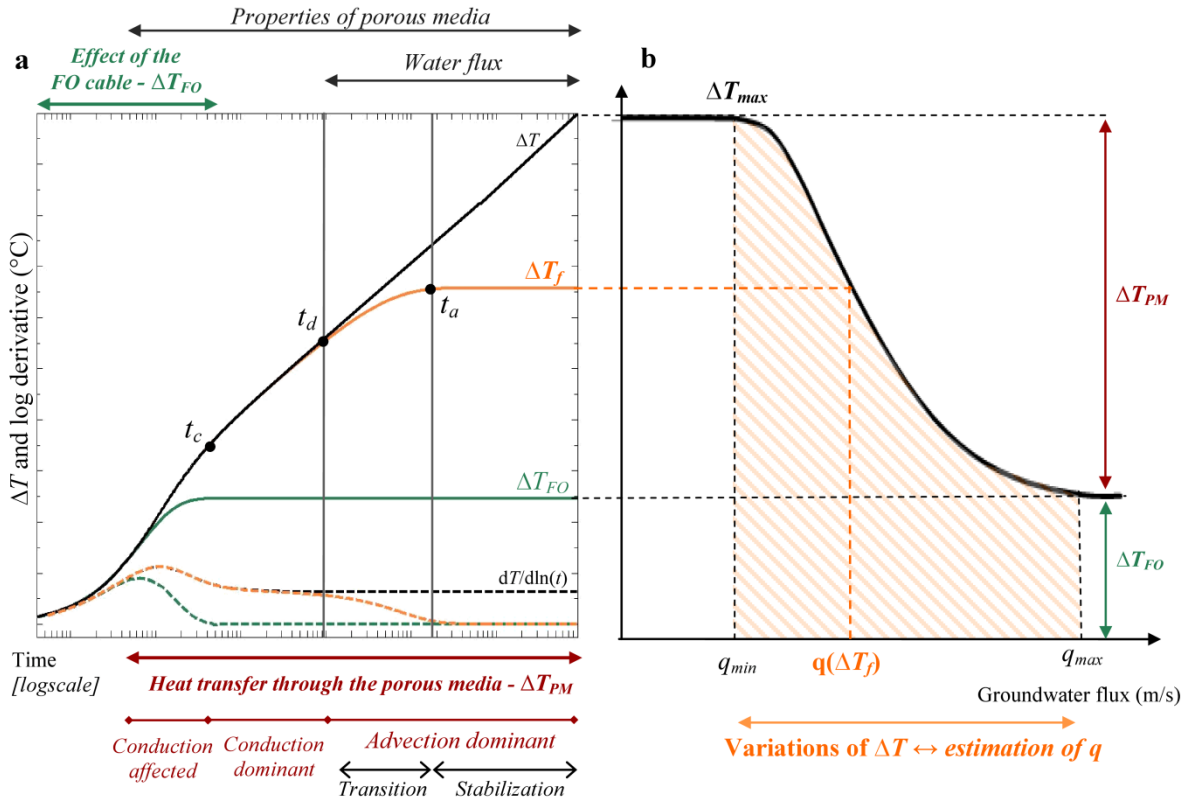


Figure 1-16. a. Theoretical thermal response curves showing the effect of heat transfer processes on the temperature increase measured during heating. The orange curve describes the typical response curve expected during an experiment. The black and brown curves correspond to the behavior expected for extreme and specific hydraulic conditions, respectively when $q \rightarrow 0$ and for high groundwater flux. b. Schematic evolution of the value of $\Delta T_f(t)$ depending on groundwater flux after a given heating time t.

As shown in the Figure 1-16a, the temperature increase during the experiment is the result of the combination of the effect of the FO cable (ΔT_{FO}) and the heat transfer occurring through the Porous Media (ΔT_{PM}). ΔT_{FO} is the result of the heat storage and heat conduction occurring through the FO cable from the beginning of the heat injection. The hump made by the curve of the log-time derivative shows that these processes affect the temperature increase

only during a short period, from the start of heating to time t_c. As soon as the heat produced reaches the surrounding material, thermal heat processes occurring through the porous media begin to control the heat transfer and thus the temperature increase. After a very short time, the temperature increase depends on the thermal properties of the porous media (as demonstrated in Figure 1-15b). For a short period, the evolution of the temperature is thus simultaneously controlled by heat conduction and storage in the cable as well as heat transfers occurring in the porous medium (Conduction-affected stage).

For $t > t_c$, temperature variations are no longer sensitive to the effect of the heated FO cable and the temperature rise is exclusively controlled by heat conduction through porous medium in accordance with Equation (1.9). This gradual increase of temperature observed from $t=t_c$ up to $t=t_d$ corresponds to the "conduction-dominant period". When t exceeds t_d, the temperature rise departs from the conduction regime with a decreasing rate of temperature rise. Time t_d can be defined as the limit between the conduction-dominant stage and the advection-dominant stage, which should occur for a thermal Peclet Number Pe=1. A transition period is then observed between t_d and t_a, after which time the temperature stabilizes at the maximum temperature $\Delta T(t) = \Delta T_f$. After $t=t_a$, advection is clearly dominant and the heat injected is fully dissipated by advection and conduction in the porous medium.

Further insights on the thermal response is provided in Figure 1-16b, which shows the temperature variation reached after a specific heating time t, $\Delta T(t)$, depending on groundwater flux. Figure 1-16b clearly shows that for a given thermal conductivity, a broad range of fluxes, between $q_{\min}$ and $q_{\max}$, can be estimated from the temperature rise ΔT_f. For $q<q_{\min}$, advection is negligible and conduction dominates heat transfer, the temperature response being insensitive to flow. For $q>q_{\max}$, the temperature rise is limited to the temperature increase induced by the FO cable, ΔT_{FO}, most of the heat produced being dissipated by advection except the one stored within the FO cable. It should be noted that the typical response curve (orange curve in Figure 1-16a) can be observed between q_{min} and q_c (orange hatched area). Between q_c and q_{max}, the conduction-dominant period is negligible, meaning that ΔT_{PM} is entirely controlled by advective heat transfers occurring through the porous media. Despite that, between $q_{\min}$ and $q_{\max}$, each value of q can thus be associated to a single value of ΔT_f. The uncertainty associated with groundwater flux estimates can be also easily deduced from Figure 1-16b, knowing the accuracy of temperature measurements.

3.3. Interpretation of the Thermal Response Curve

3.3.1. The use of the MILS model

The behavior of the temperature evolution through time described in the previous section has important consequences for the interpretation of temperature data obtained from active-DTS experiments. The analytical solution from Des Tombes et al. (2019) cannot be used directly here since the increase in temperature associated with heat conduction within the FO cable is not considered. As shown in Figure 1-15, this difficulty is due to the fact that the temperature increase during the first stage of the thermal response is simultaneously controlled by heat transfers occurring through the FO cable and by heat conduction occurring through the porous medium. In the following, we propose an interpretation method that accounts for the effect of the FO cable and provides independent estimates of the varying thermal properties of the porous media and the groundwater flux.

As shown in Figure 1-17, the interpretation focuses on the second part of the thermal response curve, when the temperature increase is only controlled by heat transfer occurring through the surrounding porous media and thus driven by heat conduction and advection, using the MILS model. First, the approach requires the identification of time t_c corresponding to the duration of the first stage of the thermal response, during which heat conduction occurs mainly through the FO cable. This really short delay (around 50 seconds here) is marked by the end of the hump made by the log-time derivative of temperature and can be graphically defined both by the shape of the log derivative of temperature and by the fact that the conduction-dominant period should be apparent as the start of the straight line increase in temperature from $t=t_c$ (straight line s_1 in Figure 1-17).

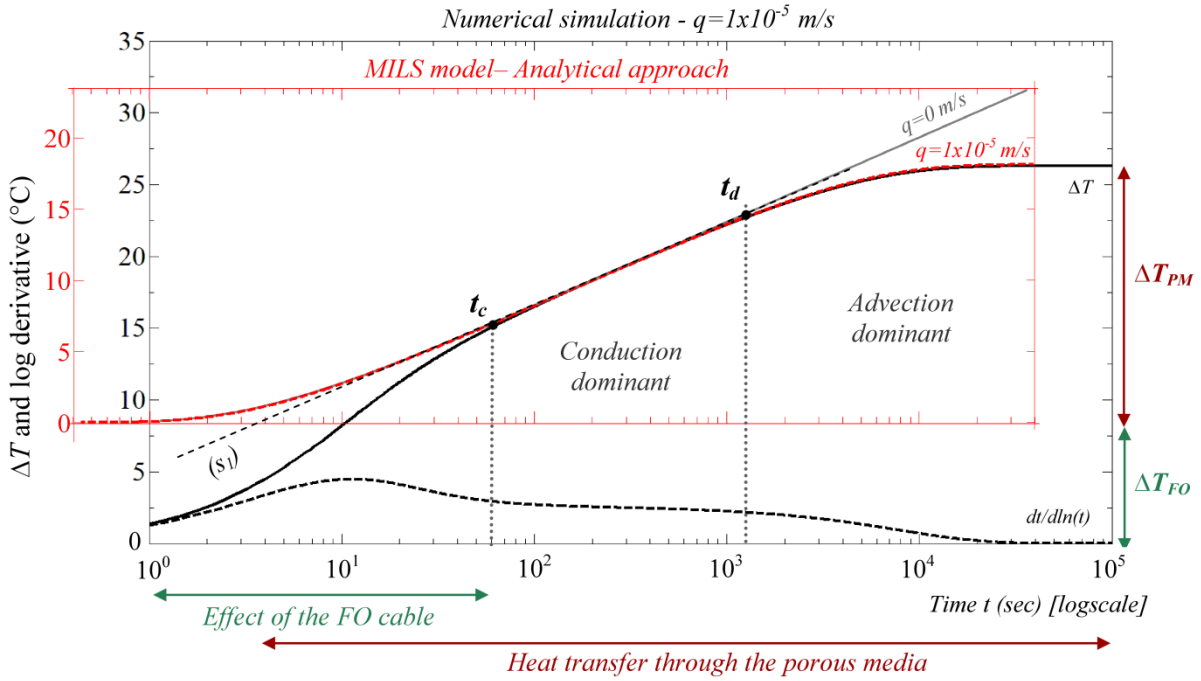


Figure 1-17. Application of the MILS model to reproduce the temperature increase observed during the second stage of the thermal response curve. In this example, the approach was tested using one of the thermal response curves numerically simulated (black line) considering λ=1.1 W/m/K and q=1x10^{-5} m/s (see section 2.2). The analytical solution can be used to reproduce the temperature evolution i) during the conduction-dominant period only by considering q=0 m/s and λ=1.1 W/m/K (grey line) and ii) then during the advection-dominant period (red dotted line) by considering the effective value of the flow (q=1x10^{-5} m/s) once the thermal conductivity is defined. Then, the extrapolation of the MILS model for $t<t_c$ provides an estimate of ΔT_{FO}, and therefore of ΔT_{PM}.

Once t_c is defined, the MILS model (Equations$(1.11a)$) can first be used by considering q=0 m/s (grey line) to reproduce the temperature increase occurring during the conduction-dominant period (i.e. for $t_c<t<$ ~1000 seconds in Figure 1-17). Here, the temperature increase during the conduction-dominant period can be perfectly reproduced by the analytical solution (RMSE < 0.01°C) by applying a value of λ equal to 1.1 W/m/K, in perfect agreement with the thermal conductivity considered in the numerical model. Thus, this approach can provide a direct estimation of the thermal conductivity of the porous media. Knowing the value of thermal conductivity, the temperature increase can be then modelled for any $t>t_c$ using the MILS model considering both the previous value of thermal conductivity and the unknown value of groundwater flux. Here, by considering q=1x10^{-5} m/s (dotted red line in Figure 1-17), the MILS model reproduces perfectly the temperature evolution during both the conduction-dominant and the advection-dominant periods (RMSE ≈0.02°C). Thus, this simple approach can provide a direct and precise estimation of both the thermal conductivity of the porous media and the flux. By deduction, this approach also provides a direct estimation of the effect

of the cable ΔT_{FO} on the thermal response whose direct quantification remains otherwise difficult.

3.3.2. Graphical interpretation of the thermal response curve

In this section, we propose another complementary approach to interpret the temperature evolution through time by defining characteristic times related to groundwater flux. As shown in Figure 1-18, under flow-conditions (orange line), the different heat transfer regimes can be easily defined and delimited by well-marked changes in temperature evolution. The change in temperature is linear in the semi-logarithmic plot under both the conduction-dominant period and the stabilization-time period, which are respectively characterized by straight lines with slopes s_1 and s_3. The temperature trend during the transition-time period can also be approximated by a slope s_2. Again, it is important to clearly define the transition period to avoid any misinterpretation with the conduction-dominant period and to ensure a correct determination of the characteristic times.

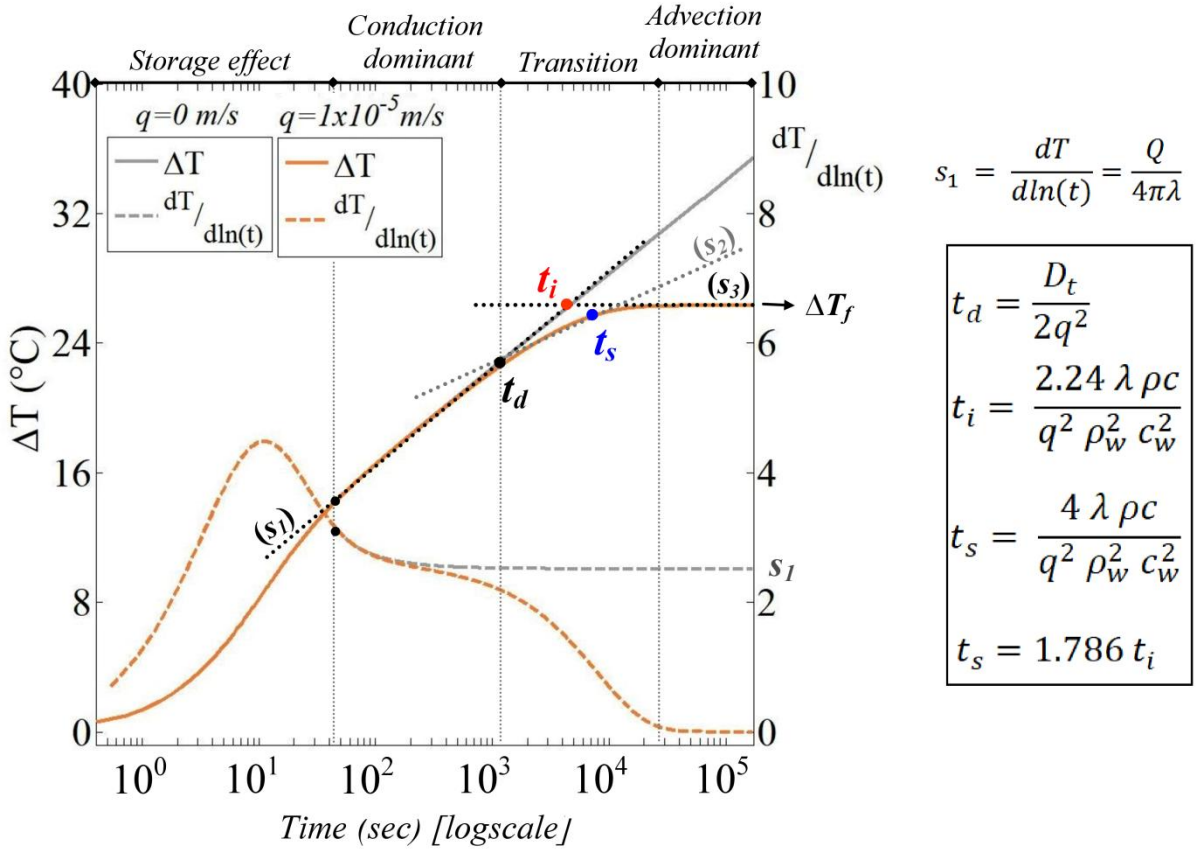


Figure 1-18. Graphical interpretation of the thermal response: definition of the characteristic times t_d, t_i and t_s to estimate groundwater flux and calculation of slope s_1 during the conduction-dominant period to evaluate thermal conductivity.

As shown in Figure 1-18, the transient-flow method for determining the thermal conductivity developed by Blackwell (1954) (Equation1.10) can be applied to determine slope s_1 under the conduction-dominant period. The duration of the conduction-dominant period is variable and depends on both thermal conductivity and groundwater flow. The slope should be estimated from the end of the hump of the log-derivative to the start of temperature stabilization, marked by the slope change to s_2. The numerical simulations presented in Figure 1-15 were used to graphically estimate the thermal conductivity using the calculated slope s_1. The thermal conductivity was exactly estimated for each simulation, with a mean standard deviation of 0.07 W/m/K. Under no-flow conditions, the derivative tends towards the value of the slope s_1 (2.51 on the example in Figure 1-18). Under flow-conditions, the estimation is less accurate for high fluxes (±0.2W/m/K when q=3x10^{-5} m/s and ±0.03W/m/K when q=3x10^{-6} m/s) because the conduction-dominant period is shorter and therefore more difficult to delimitate. Note also that the use of this approach requires that Equation (1.7) can be approximated by the Well-function, i.e. that $r^2/4D_t t << 1$ (Blackwell, 1954; Marsily, 1976). Here, considering the very small diameter of the FO cable (r), this condition is satisfied as soon as t is greater than a few seconds (for λ= 2 W/m/K and ρc = 3x10^6 J/m^3/K).

In complement, it is possible to use the intersection time t_i defined as the intersection between the conduction-dominant period and the advection-dominant period to estimate groundwater flux (Equation(1.18)). This time can be easily estimated graphically when both slopes s_1 and s_3 are well-defined and when the transition period is clearly identified. Similarly, the flux may be estimated from characteristic time t_d, which corresponds to the intersection point between slopes s_1 and s_2. For t= t_d, the thermal Peclet number should equal 1 so that:

$$Pe = \frac{d\ q}{D_t} = 1 \tag{1.20}$$

with d the characteristic length that can be represented by the mean grain size (Stauffer et al., 2013). By assuming that the characteristic length at t=t_d corresponds to the diffusion length, d can be defined as $d = \sqrt{2D_t t_d}$ leading to:

$$q = \sqrt{\frac{D_t}{2\ t_d}} \tag{1.21}$$

Lastly, the groundwater flux can also be defined through the steady state time t_s reached when $\Delta T = 0.99\ \Delta T_f$ (Equation (1.16)) (Diao et al., 2004; F. Selker & Selker, 2018).

To summarize, the groundwater flux can be estimated graphically by defining the three characteristic times t_d, t_i and ts:

$$q \approx \sqrt{\frac{\lambda}{2\,\rho c\; t_d}} \approx \sqrt{\frac{2.24.\lambda}{t_i}\;\frac{\rho c}{{\rho_w}^2 {c_w}^2}} \approx \sqrt{\frac{4\,\lambda}{t_s}\;\frac{\rho c}{{\rho_w}^2 {c_w}^2}} \tag{1.22}$$

The equivalence below may be verified to validate the estimation of characteristic times:

$$t_s = 1.786\; t_i \tag{1.23}$$

One of the main advantages of this method is that these times are completely independent of the effect of the FO cable on temperature rise. Values of groundwater flux were estimated for each numerical simulation using the graphical approach by determining the characteristic times t_d, t_i and t_s. The application of the graphical method provides a very good estimate of the flux with a mean error of around 4.7%. The error on the estimation increases with the increase of flux magnitude and reaches 7.4% when q=3x10^{-5} m/s against 1.3% when q=3x10^{-6} m/s.

3.3.3. Expected increase of temperature

The analytical solution can also be used to define theoretical curves ΔT_{PM} = f (q, λ, t) that can relate each value of ΔT_{PM} with a value of flux q, estimated for a specific heating duration t, and a given thermal conductivity λ, as illustrated in Figure 1-19. For a given heating duration once λ is estimated, such curves can provide a direct estimation of the flux if the temperature increase due to the FO cable (ΔT_{FO}) has been previously estimated. These curves can also help to define more precisely the limits of the method and especially the values of q_{min} and q_{max}, beyond which the estimate of the flux is not possible. Note that, in accordance with Equations 1-19, the temperature increase is proportional to the injected power Q. Thus, these theoretical curves can be established either for a specific value of power, ΔT= f (q, λ, t, Q), or normalized, $\Delta T/Q$= f (q, λ, t). In practice, the normalization of the temperature increase by the injected power can help compare results conducted under different conditions and verify the reproducibility of measurements.

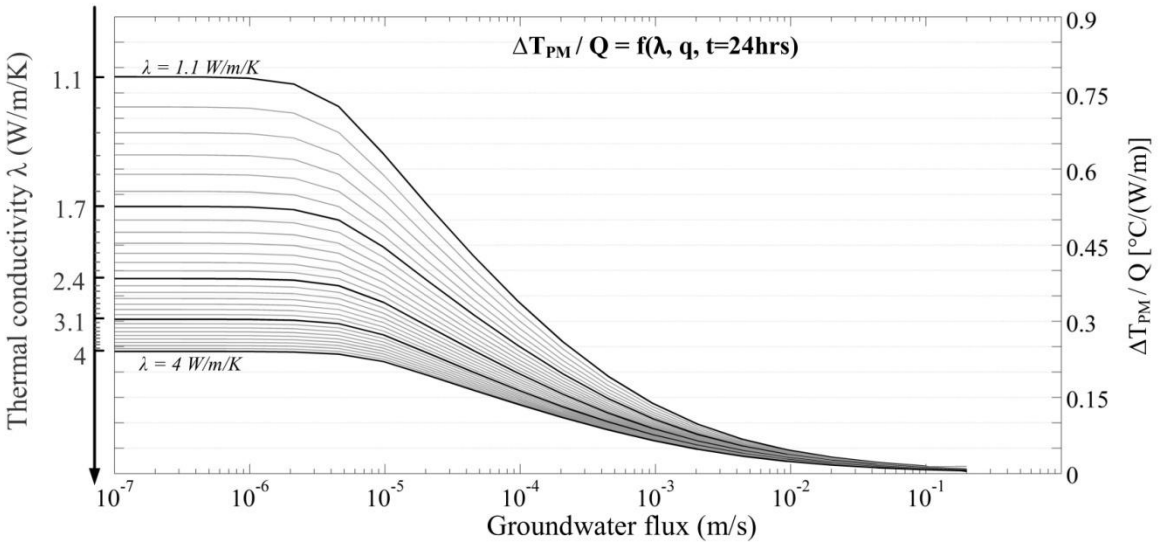


Figure 1-19. Theoretical curves ΔT_{PM} =f (q, t=24hrs) showing the expected value of ΔT_{PM} depending on groundwater flux and thermal conductivity.

3.4. Experimental Validation

3.4.1. Experiments Results

Figure 1-20a shows the evolution of the mean temperature measured along section DE during the experiment, which constitutes the ideal case in which the cable is perpendicular to flowing water (Figure 1-14). Considering the flow direction and the transport of heat generated along the cable from upstream to downstream (from DE to IJ), section DE is the only one whose temperature evolution is not affected by upstream heated sections. The representativeness of DTS measurements along this section was validated by Simon et al. (2020) who studied the effective spatial resolution during active-DTS experiment using the same dataset as the one used in this study. The value ΔT corresponds to the difference between the temperature measured over time and the initial temperature. For each experiment, the start of the heating period (yellow periods on the top of Figure 1-20a) and the start of the recovery period (blue periods on the top of Figure 1-20a) induce rapid and sharp temperature changes (at least 12.5°C in less than 3 minutes). As expected, the lower the flow rate or flux, the higher the ΔT reached at the end of the experiment. Note also that the inflow temperature changed slightly over time, mainly due to the loop water circulation, affecting the thermal response. Thus, data were post-processed by applying a filter based on the propagation and the attenuation of temperature changes inside the sandbox using classical heat transport equations (Anderson, 2005; Domenico & Schwartz, 1998) in order to keep only the temperature variations induced by the heat injection (Simon et al., 2020).

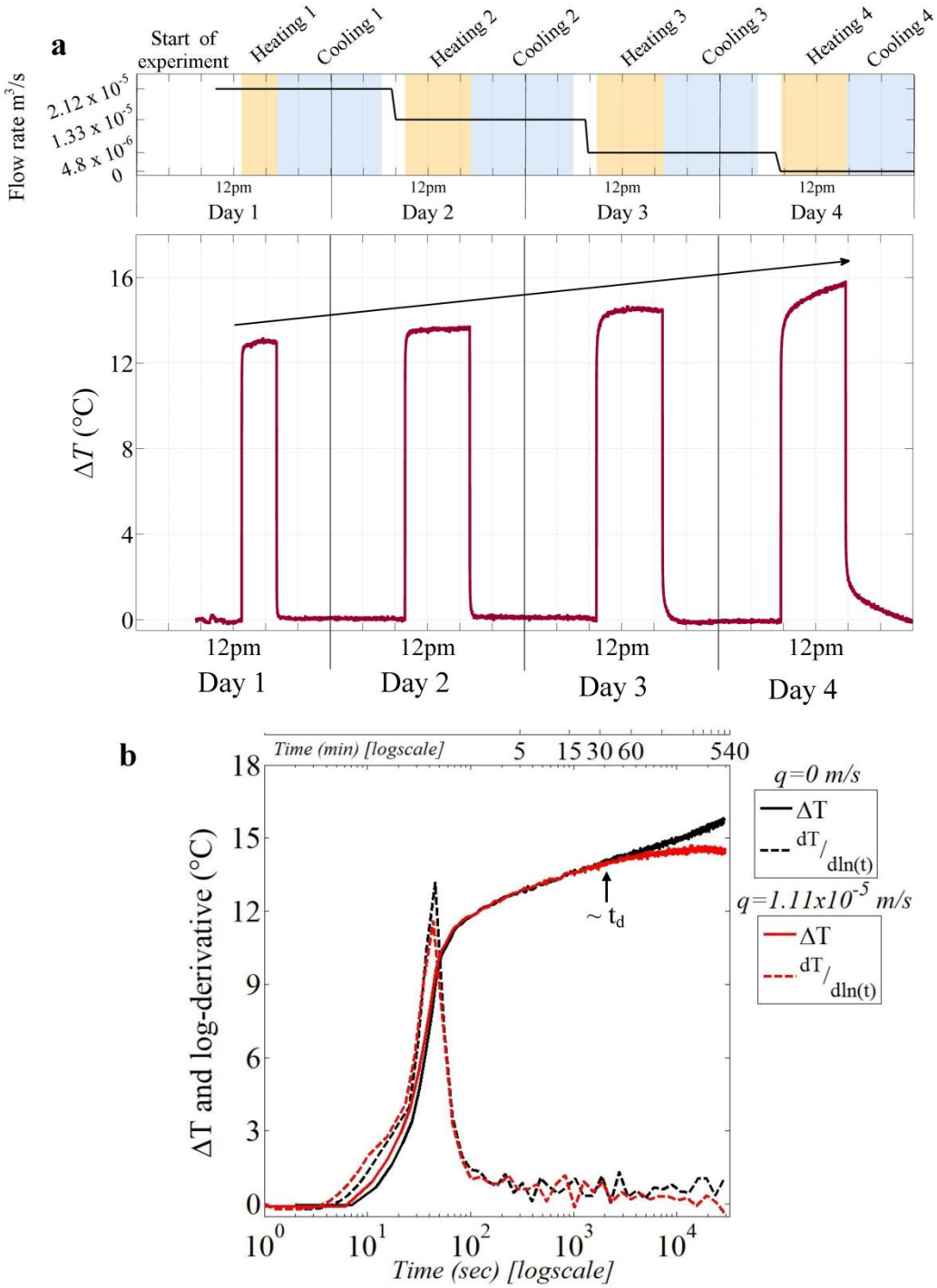


Figure 1-20. a. Succession of active-DTS experiments conducted under different flow conditions and evolution of the mean temperature increase, ΔT, recorded along section DE during heating and recovery periods. b. Evolution of the temperature increase (solid lines) and the log-time derivative of temperature (dotted lines) for a flow rate of 4.8×10^{-6} m^3/s (red lines; Day 3) and under no-flow conditions (black lines; Day 4).

Figure 1-20b shows the evolution of temperature and its log-time derivative measured under no-flow (black lines) and flow conditions (4.8×10^{-6} m^3/s, red lines). During the first 30 minutes of heat injection, the temperature evolution is similar for both curves independently

of flow conditions. The temperature increases very rapidly in the first 2 minutes with ΔT reaching 12°C. Then, the temperature keeps increasing gradually with ΔT reaching 13.9°C after 30 minutes of heat injection. Afterward, the temperature evolution under flow-conditions (red lines) departs from the temperature evolution under no-flow-conditions and stabilizes progressively around 14.5°C, meaning that steady-state is reached. Concerning the evolution of the log-derivative of temperature (dotted lines), the derivative makes a hump at very short times and seems to stabilize for times greater than 2 or 3 minutes.

Thus, the temperature evolution with time measured along the section DE seems in very good agreement with the expected behavior. Results show i) a gradual and continuous increase of temperature under no-flow conditions (Carslaw & Jaeger, 1959); ii) the effect of advection on the late thermal response under flow-conditions (Carslaw & Jaeger, 1959; Diao et al., 2004; Zubair & Chaudhry, 1996); iii) that higher values of ΔT can be associated with lower flow velocities (Bakx et al., 2019; Perzlmaier et al., 2004) and iv) the effect of heat storage within the cable is limited to the early moments of heating, as highlighted by the characteristic behavior of the derivative (Del Val et al., Submitted). To go further, these promising data will be used in the following sections to apply and validate the two interpretation methods previously described, *i.e.* the MILS model and the graphical approach).

3.4.2. Detailed application of the interpretation methods

Figure 1-21 provides an example of the interpretation of the thermal response curve obtained during the 2nd day of the laboratory experiment (q=2.95x10^{-5} m/s). Figure 1-21a focuses on the use of the MILS to reproduce the temperature evolution during the second stage of the curve ($t>t_c$). The first step of the interpretation workflow consisted in defining the time t_c, from which the temperature increase is exclusively controlled by heat transfer through the porous medium. In this example, t_c is around 110 seconds, which corresponds to the end of the hump made by the log-time derivative of temperature and the start of the conduction-dominant period.

In the next step of the interpretation workflow, the MILS model considering q=0 m/s (Equation$(1.11a)$ representing a line in the semi-log graph) was used to estimate the effective value of thermal conductivity for $t_c<t<600$ s. For that purpose, the MILS model was used with a range of values of thermal conductivity (from 1 to 4.5 W/m/K with a step of 0.01 W/m/K). For each value of thermal conductivity, the RMSE between the predicted model and the measured temperature during the conduction-dominant period was calculated. The optimal

value of the estimated thermal conductivity with the lowest RMSE (0.04°C) was found at λ=2.96 W/m/K (black line in Figure 1-21a).

For the following step of the interpretation workflow, the flux q can be estimated by varying q in the MILS model (Equation$(1.11a)$) with the previously estimated value of thermal conductivity. The optimal value of q is the one leading to the lowest RMSE between the MILS and the observed temperatures from the start of the conduction-dominant period ($t>t_c$) until the end of heating. For the experimental results, the previously estimated thermal conductivity (λ=2.96 W/m/K) was used in the MILS model together with the value of q (2.95×10^{-5} m/s) estimated experimentally. With this value of q, the MILS model perfectly reproduced the experimental data with a RMSE between the experimental data and the MILS model around 0.1°C (Figure 1-21a).

The application of the MILS model with the optimal values of thermal conductivity λ and flux q also allows the estimation of the two parts of the active-DTS temperature rise respectively related to the porous media ΔT_{PM} and to the FO cable ΔT_{FO} (Figure 1-21a). Although it occurs over a very short period, the effect of the FO cable properties can thus be experimentally observed through the behavior of the log-time derivative of temperature (dotted red line in Figure 1-21a). The data interpretation can be also based on the evolution of the log-time derivative of temperature for later times ($t>t_c$) which is however more difficult to achieve since the calculated derivative is noisy. The noise in the derivative is greatly dependent on the temperature resolution and sampling time of the DTS device. This point is a classical issue when calculating the derivative of experimental data, especially for well-test interpretation (Ramos et al., 2017; Renard et al., 2008).

As shown in Figure 1-21b, the graphical approach was similarly applied to estimate both the thermal conductivity and the flux. The temperature evolution at intermediate and late times was approximated by the three different slopes s_1, s_2 and s_3. The value of the slope of each interval that can be defined within the conduction-dominant period by varying the duration (5 points minimum) and the bounds of the considered interval was calculated. The average and standard-deviation of slope estimates with $R^2>0.98$ was calculated, providing a rough estimate of the thermal conductivity of the saturated porous media (Equation 1.10), equal to 2.89 ±0.32 W/m/K, in very close agreement with the previous estimate. Then, characteristic times t_d, t_i and t_s (Figure 1-21b) were defined to provide independent estimates of flux (Equation(1.22)), which are also in very good agreement with the expected value

from the laboratory measurement. Note that values of the volumetric heat capacity of water ($\rho_w c_w$) and of the porous medium (ρc) were fixed at 4.1×10^6 and 3×10^6 J/m^3/K respectively. The effect of the volumetric heat capacity of the porous medium will be discussed next.

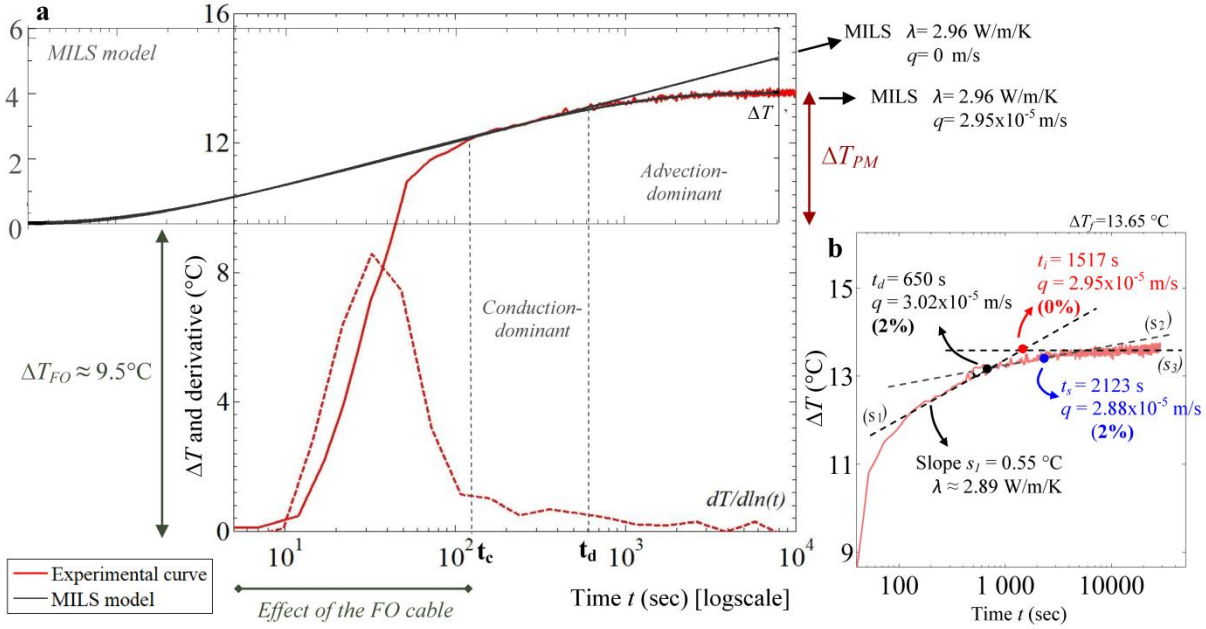


Figure 1-21. a. Interpretation of the thermal response curve (red solid line) obtained during the 2nd day of the experiment (q=2.95x10^{-5} m/s). The dotted red line represents the log-time derivative of temperature. The temperature rise was matched with the MILS model (black lines) (Equation 7a) for q=0 m/s (for $t_c < t < 600$ s) and q=2.95x10^{-5} m/s (for $t > t_c$). In the MILS model (Equation 7a), the distance (x,y) between the heat source and the measurement point was fixed to x=1.9x10^{-3} m and y=0 m, considering flow in the y-direction, with x the effective radius of the FO cable used during the experiment and measured using an electronic caliper. b. Application of the proposed graphical method based on the recognition of three characteristic times allowing the estimation of groundwater flux. The percentage of error of q estimates obtained from the three characteristic times compared to the experimental measurement of q is indicated. The graph highlights the last part of the temperature curve to better show characteristic times.

3.4.3. Interpretation of the different experimental thermal curves

As shown in Figures 1-22, the two proposed interpretation methods were also applied to the temperature evolution measured for each day of the experiment described in section 3.4.1.

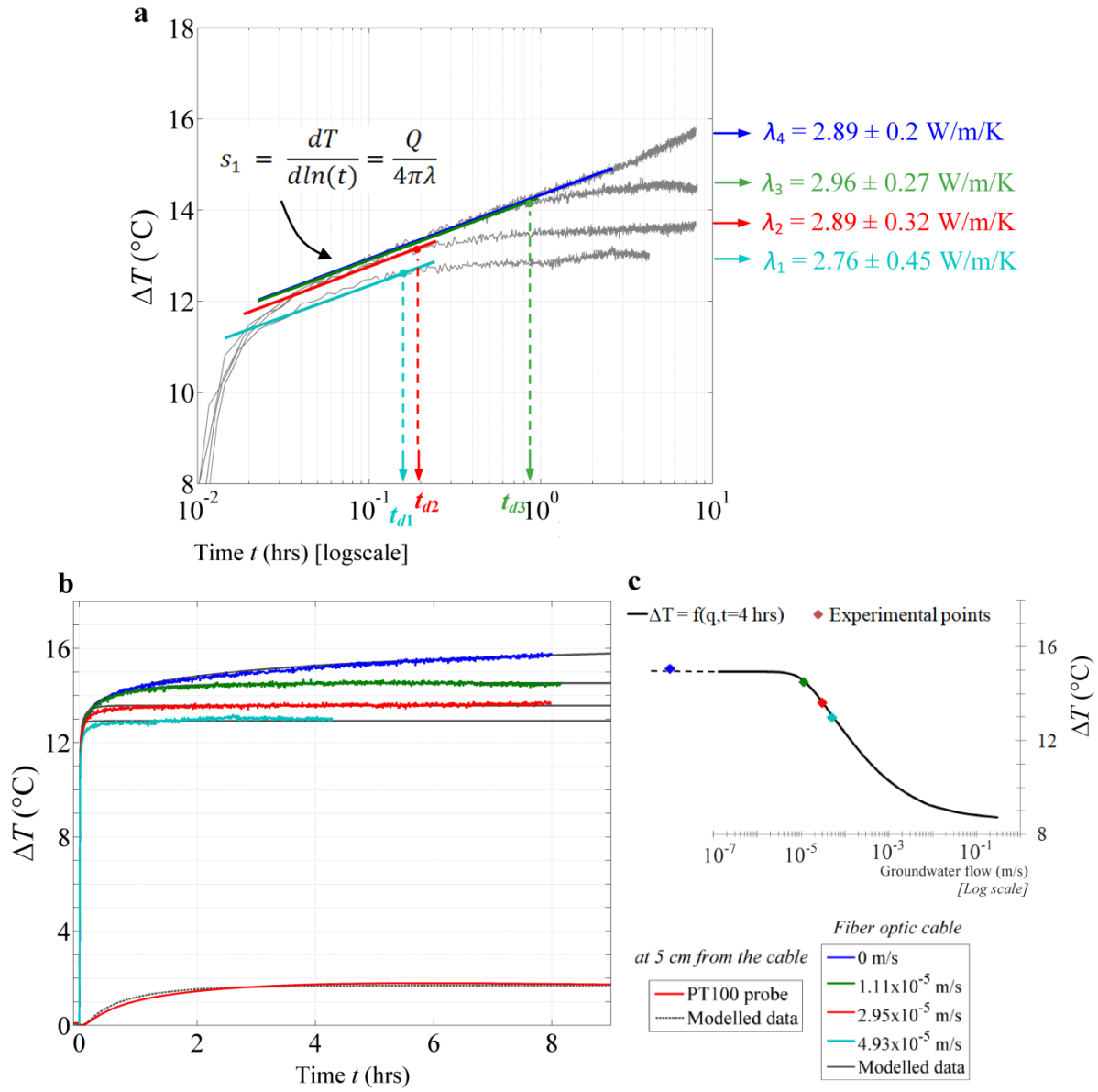


Figure 1-22. a. Estimation of thermal conductivity under the different flow conditions using the slope s_1 during the conduction-dominant period. For each flux, the slope used to estimate thermal conductivity λ is shown. b. Use of the MILS model to reproduce thermal responses measured along section DE under the different flow conditions. The analytical solution can be used (i) to reproduce each thermal response curve and (ii) to reproduce the temperature evolution measured with an external probe (PT100 n°2; See Figure 2) located 5 cm downstream of section DE during the 3rd heating period (q=1.11x10^{-5} m/s). c. By fixing λ=2.9 W/m/K and ΔT_{FO} = 9.5°C, the theoretical curve ΔT = f(q), at t=4 hrs of heating, can be defined, allowing the direct association of a value of ΔT with a value of flux.

Figure 1-22b shows the application of the MILS model (equation$(1.11a)$) to reproduce the thermal response under the different flow conditions. For each case, the model was applied for $t>t_c$, when the temperature increase is fully independent of the effect of the FO cable. Modelled curves fit very well with the experimental curves. The RMSE calculated between observed data and the analytical model vary between 0.03 and 0.06°C. To validate the MILS model, the rise in temperature monitored inside the sandbox 5 cm from section DE was also modelled using the MILS model. At a 5 cm distance from the FO cable, the temperature increased by 1.75°C after a 5-minutes-delay, corresponding to the time required for the advective transport of heat from the heated FO cable to the probe. As shown in Figure 1-22b, this temperature increase can be very well reproduced using the analytical solution knowing the distance between the FO cable and the probe and considering λ=2.96 W/m/K and q=1.11x10^{-5} m/s. This result validates the use of the analytical solution and strengthens the estimate of flux.

Lastly, as shown in Figure 1-22c, the modelled ΔT after a given heating period (t=4hrs) can be calculated as a function of flux by summing the effect of the cable ΔT_{FO}, graphically determined, with the temperature increase induced by heat transfer through the porous media ΔT_{PM}, estimated using the MILS model. Experimental data points have been reported on this curve and perfectly fit on the curve obtained from the MILS model, thus providing another validation of the applicability of the proposed interpretation method based on the MILS model. The value of ΔT (at t=4hrs) can thus directly be used to estimate fluxes ranging between 8x10^{-6} and 3x10^{-2} m/s. An experimental error of 0.2°C (when estimating the value ΔT_{FO} or associated with noise measurement) would induce an error of only 10% on the estimated flux. Compared to typical uncertainties associated with the estimation of hydraulic conductivity, the proposed interpretation method of active-DTS experiments provides a much better estimate of groundwater flux (Darcy velocity), with a very low uncertainty.

4. Discussion

Many active-DTS experiments were previously conducted in different reservoirs (soil, sediments, aquifer etc.) to estimate groundwater flux and/or thermal conductivity. Here, we provide a theoretical and general framework to interpret the thermal response during active-DTS experiments. Our study contributes to a better understanding of the different thermal regimes controlling the thermal response and in particular the respective role of thermal conduction and groundwater advection. Moreover, it shows very well that the temperature

increase during the early times of the experiment is simultaneously controlled by heat transfer processes occurring through both the FO cable and thermal conduction in the porous media. To go further, we clearly highlighted the role of the different parameters in the different thermal regimes. Transitional behaviors were also precisely described improving the interpretation of experimental data.

As expected, the method proposed by Des Tombes et al. (2019), also based on the MILS model, is not directly applicable when using a single heated FO cable. Thus, the early times of ΔT_{PM} ($t<t_c$) cannot entirely be reproduced by the MILS model since heat transfer processes through the FO cable also control the temperature increase during this period. However, once ΔT_{FO} is estimated, the analytical solution can be applied starting from t=0 (start of the heat injection), since heat transfer through the FO cable does not delay the thermal response (the analytical solution considering the distance from the heat source). This implies that, for $t>t_c$, the variations of temperature are similar, regardless the configuration of the setup (single cable or separated heat source/FO cable), and equal to ΔT_{PM}, and can consequently be reproduced using the MILS model.

The improved and full understanding of the different thermal regimes controlling the temperature increase over time led us to propose two independent and complementary methods to interpret the thermal response, each providing an independent estimate of both thermal conductivity and groundwater flux. In addition, the first method that relies on the use of the MILS model considers the temperature increase induced by the FO cable allowing its quantification. The second method that depends on three complementary characteristic times is simple to apply and has the advantage to well define the limits of the different thermal regimes. Although both methods are complementary, the use of the MILS model is certainly more convenient to estimate the distribution of groundwater flows along a FO cable. The graphical approach requires a thorough analysis of the temperature evolution. The automated estimation of the characteristic times does not seem conceivable considering data noise, meaning that a “point-by-point” analysis is required. However, the graphical approach may be used to confirm some of the results obtained with the MILS model.

Both interpretation methods were successfully tested through numerical simulations and fully validated thanks to experimental data. The approach provides estimates of the thermal conductivity and the groundwater flux with an excellent and unprecedented accuracy. Experimental results show indeed that thermal conductivity can be easily estimated with a

good accuracy around 0.1-0.2 W/m/K, which corresponds to ±2.5-10% for typical values of thermal conductivity. This accuracy depends on the quality of data and groundwater flux, but is as good as or better than estimates from Heat Pulse Probes or TRTs (He, Dyck, Horton, Ren, et al., 2018; Raymond et al., 2011). The accuracy of groundwater flux estimates is even better since our experimental results suggest it can reach a few percent which is much better than the one obtained with hydraulic methods (Marsily, 1976). Moreover, while hydraulic methods provide in general an integrated value of hydraulic conductivity, active-DTS experiments can provide continuous groundwater flow measurements with an excellent spatial resolution close to 1 meter or less (Simon et al., 2020).

In the following sections, we discuss the sensitivity of the method to the different parameters and the applicability of active-DTS experiments in the field. This provides some guidelines for users to achieve active-DTS experiments in different contexts.

4.1. Sensitivity of parameters on the temperature rise

The value of ΔT_f depends on the intensity of the injected electrical power, on porous media thermal properties and groundwater flux. Figure 1-23 shows the dependence of the thermal response for the different parameters. For each tested parameter, the thermal response was modelled by varying its value over a large range (see the horizontal axis of the plot) while all other parameters were fixed. ΔT_f was estimated for each simulation and then normalized relative to the higher value of ΔT_f obtained over the tested range.

The increase of temperature linearly depends on the intensity of the injected electrical power through the steel armoring of the cable, Q [W/m] (Equation$(1.11a)$) (see the green line in Figure 1-23). For a given temperature accuracy, the method should therefore be more sensitive to flow when larger values of injected electrical power are used. Variations of heat capacity (blue line) have a minimal impact on the value of ΔT_f. This is probably due to the range in heat capacity that is relatively small compared to other parameters. However, the sensitivity to thermal conductivity is greater (orange line). A strong negative and monotonic relationship exists between the thermal conductivity and the value of ΔT_f. The value of thermal conductivity highly influences the value of ΔT, since ΔT_f varies by 40% over the tested range of thermal conductivity. This confirms that the thermal conductivity directly controls the amplitude of ΔT that could be investigated as previously shown in Figure 1-19. This amplitude reaches almost 16°C when λ=1.1 W/m/K but is really limited for higher values

of thermal conductivity (less than 5°C for λ=4 W/m/K). The method is therefore less sensitive to flow for larger value of thermal conductivity.

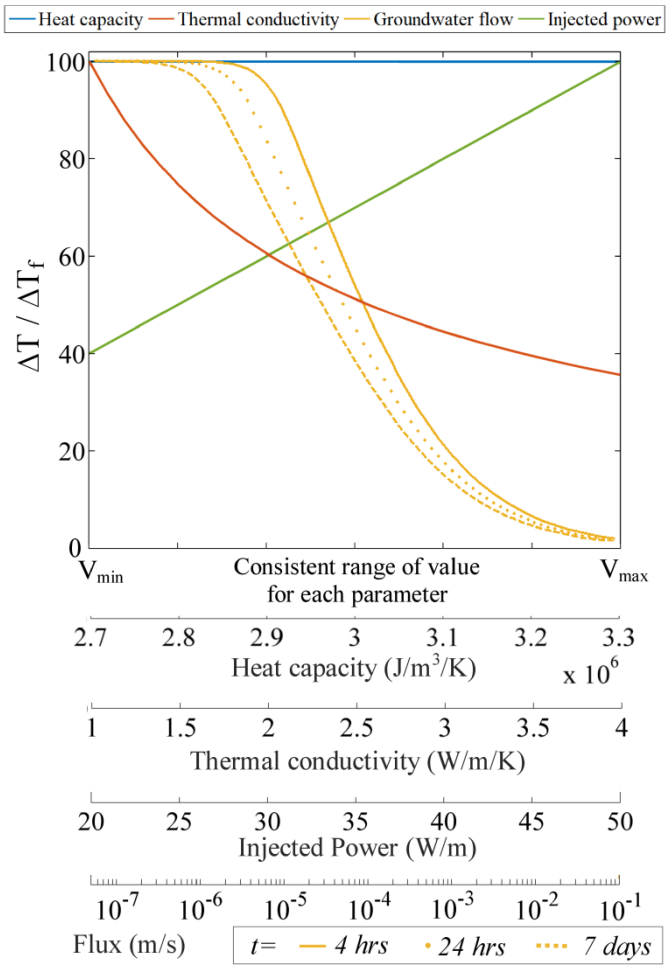


Figure 1-23. Sensitivity of the thermal response to the different parameters. For each parameter, the thermal response was calculated with the MILS model by fixing parameters to reference values (Q=35 W/m; λ=1.4 W/m/K; C=3x10^6 J/m^3/K; q=2x10^{-5} m/s and t=4 hrs) and by varying one of the parameters over a realistic range. The dotted and dashed yellow curves correspond respectively to heating periods of 24 hours and 7 days.

The groundwater flux has also a strong impact on the thermal response (yellow lines). Differences of ΔT are significant in a restricted range of fluxes depending on heating duration. Our results show that groundwater flux could be potentially estimated over more than three orders of magnitude from 2x10^{-6} to 5x10^{-2} m/s for a heating duration of t=4hrs (solid line). The larger the heating duration, the greater the range of fluxes that could be estimated. This improvement is especially sensitive for very low groundwater flows. Thus, the limit of detection could be as low as 1x10^{-6} and even 3x10^{-7} m/s for heating durations of t=24 hrs (dotted line) and t=7 days (dashed line) respectively.

Co-varying the flux and the thermal conductivity allows defining more precisely the effect of the value of thermal conductivity on q_{min} and q_{max}, beyond which the temperature increase is no more affected by flow variations. Although results are not shown, it appeared that only q_{min} depends slightly on thermal conductivity. Thus, while $q_{min} \approx 1 \times 10^{-6}$ m/s for any $\lambda < 1.7$ W/m/K, the value of q_{min} increases slowly with the increase of λ and reaches 2.5×10^{-6} m/s for $\lambda = 4$ W/m/K. However, varying λ does not lead to a significant variation of q_{max}.

This large measurement range (typically between 0.05 m/d to values greater than 10^2 m/d) corresponds very well to the expected groundwater flux range that should occur in natural permeable porous media (Marsily, 1976). Thus, the active-DTS method could be appropriate for a large number of applications. Note that the limitations and the resolution of the method are similar independently of the choice of the configuration of the experiment, namely a single heated FO cable or using an external heat source as proposed by Des Tombes et al. (2019).

4.2. Uncertainty on flux estimates

The measurement noise in DTS measurements can induce errors when interpreting the thermal response and consequently errors on flux estimates. As suggested by results presented in Figure 1-16, a fixed error on temperature measurements will result in larger errors on flux estimates, especially close to the limits of measurement q_{min} and q_{max}. The error on flux estimates associated to an error of ± 0.05°C (considering a random noise ~ 0.1°C) was calculated and is shown in Figure 1-24. It appears that, between 3.94×10^{-6} m/s and 3.6×10^{-4} m/s, an error on ±0.05°C lead to errors on flux estimate lower than 7%. Beyond and below these values, the error increases exponentially when q tends towards the limits q_{min} and q_{max}. Thus, for instance, an error of -0.05°C would induce an error of around 70% on flux estimate for $q = 9.2 \times 10^{-7}$ m/s and would lead to an estimation of the flux around 1.57×10^{-6} m/s. Note also that lower values of thermal conductivity would lead to lower errors (for a fixed temperature). Thus, for $q = 5.2 \times 10^{-5}$ m/s, the errors on flux estimates resulting from an error of ±0.05°C would be around 2.1% for $\lambda = 1$ W/m/K, around 4.5% for $\lambda = 2.5$ W/m/K and 6.8% for $\lambda = 4$ W/m/K. Finally, the error depends also on the injected power, since it directly controls the amplitude of the temperature increase. Thus, for instance, while the error for $q = 1 \times 10^{-5}$m/s is around 2.4% for $Q = 35$W/m, this value would reach 5.4% for $Q = 15$W/m.

Therefore, the data noise can strongly decrease the accuracy on the flux estimates. The data noise depends on the DTS units and can be reduced by increasing the measurement time,

since the standard deviation of the measurement errors reduces with the square root of time (Selker, van de Giesen, et al., 2006). However, increasing the integration time affects the possibility of measuring temperature changes at the early times of the heating and increases the error on ΔT_{FO} and λ estimates. When the data are too noisy, the integration time could be increased for later times of the heating, which would allow improving the estimation of ΔT_f. The temperature increase could also be filtered following, for instance the methodology proposed by Ramos et al. (2017) and used by Del Val et al. (submitted) to smooth temperature data and its derivative.

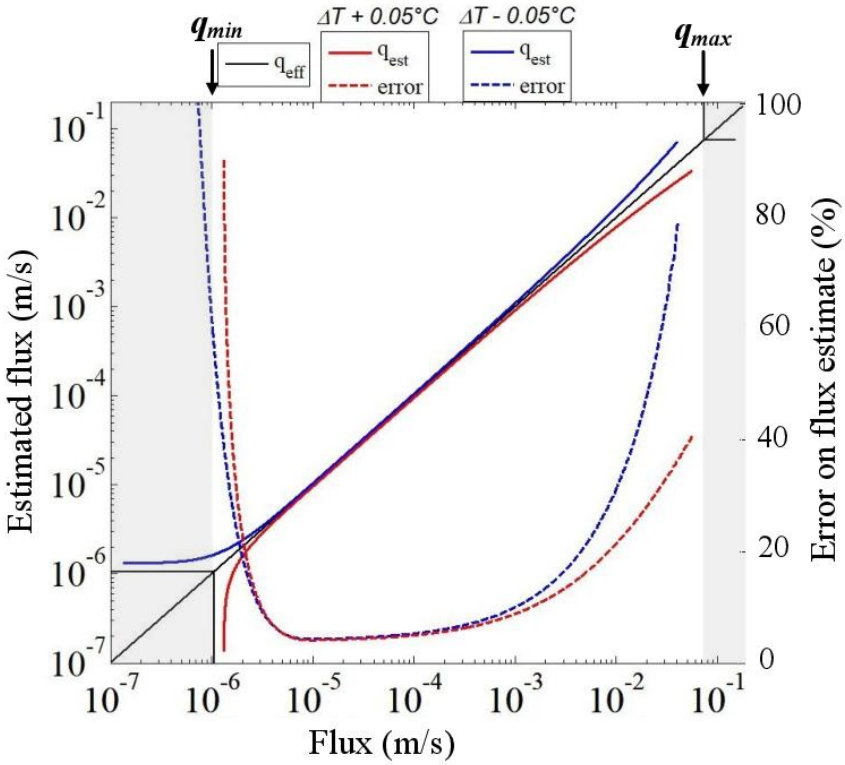


Figure 1-24. An error of ± 0.05°C on temperature measurements results in errors on flux estimates depending on the value of the flux. The blue and red solid lines correspond to the flux estimates considering value of ΔT respectively equal to ΔT-0.05°C and ΔT+0.05°C (for Q=20W/m, λ=2.5W/m/K and t=24 hrs). The dotted lines correspond to the resulting error on flux estimate (%).

4.3. Heating durations and applicability of the method

The numerical model and the validated interpretation methods are used here to define the experimental conditions required to successfully apply the active-DTS method in the field. Contrary to active-DTS experiments conducted in unsaturated soils, that only require a few minutes of heating to investigate the thermal properties of the soil (Sayde et al., 2010), application of the method for saturated conditions requires much longer heating periods, since advective heat transfers control heat propagation at later times.

The experimental duration is directly dependent on flow and can thus be related to hydraulic gradient and hydraulic conductivity. Figure 1-25a shows the domain of fluxes that can be investigated according to the duration of the heating period. We consider here the duration required to reach the limit between the conduction-dominant and the advection-dominant periods (t_d). As expected, the lower the flux, the longer is this duration. For instance, 4 hours of heating would be required to reach t_d for fluxes equal to 2.6×10^{-6} m/s (purple line in Figure 1-25a). However, the temperature would be stabilized ≈ 12 hrs later, since $t_s \approx 4.28 t_d$. A 24-hrs heating period is required to reach the limit between conduction and advection for a flux of 1×10^{-6} m/s (light blue line). Nevertheless, the range of fluxes that can be investigated is remarkably large and 12 hours of heating should be enough to investigate flows in aquifers under natural hydraulic gradient or under gradients due to pumping. Thus, the method seems very appropriate for measuring fluxes for most values of hydraulic conductivity commonly encountered in aquifers used for water resources (Marsily, 1976).

Likewise, Figure 1-25b shows the heating duration required to reach characteristic times t_s and t_d according to groundwater flux. Typically, 12 hours of heating are enough to investigate a flux larger than 0.5 m/d. For low fluxes ($<7 \times 10^{-7}$ m/s), the thermal response would be similar to the thermal response under no flow (no temperature stabilization) even for very long heating durations. Thus, in practice, measurements of fluxes lower than 10^{-7} m/s appear very difficult to achieve. It should be noted that stabilization is not necessarily required to estimate fluxes, since the MILS model, by reproducing the temperature evolution during the transition period before the temperature stabilization, may provide a good estimate of flux. Thus, although the uncertainty would be higher, a flux can be estimated as long as the transition period is established (slope s_2). Note that the value of thermal conductivity also affects t_s and t_d. From the results presented in Figure 1-25b, it appears that a change of λ from 1.1 to 3 W/m/K multiplies by 2.73 (ratio 3/1.1) the duration required to reach t_s and t_d independently of groundwater flux. For instance, for $q=1 \times 10^{-6}$ m/s, more than 3 days of heating are required to reach the stabilization time for λ=1.1W/m/K while almost 9 days are required for λ=3W/m/K. Therefore, the value of the thermal conductivity must be considered when applying active-experiments, especially for the estimation of low groundwater flux.

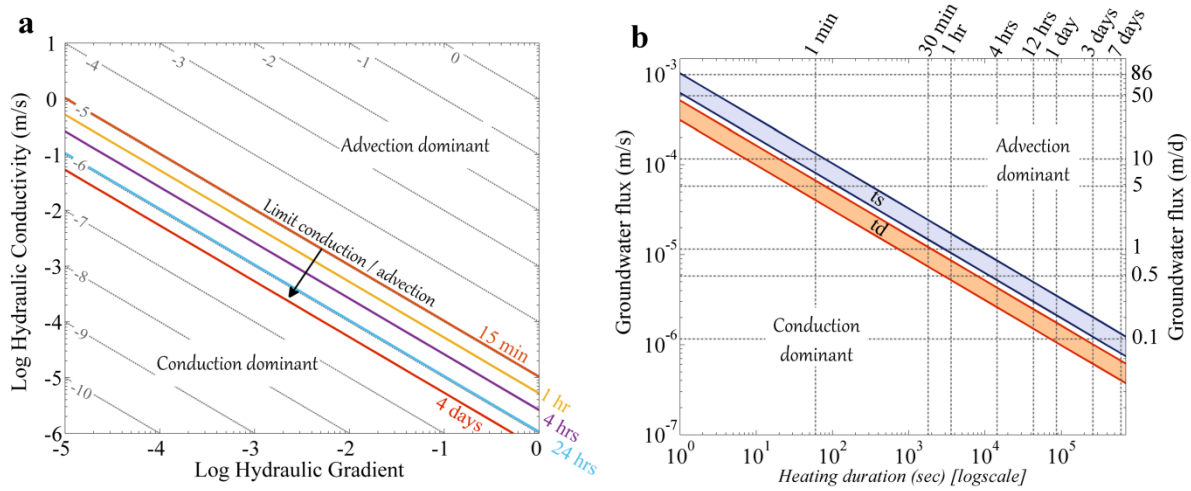


Figure 1-25. a. Duration of the heating period required to reach the characteristic time t_d that marks the limit between the conduction-dominant period and the advection dominant period for a large range of hydraulic gradients and hydraulic conductivities. These results are based on the calculation of the characteristic times t_d (see Figure 1-18) considering λ=1.1 W/m/K, ρc = 3x10^6 J/m^3/K and $\rho_w c_w$ = 4.1x10^6 J/m^3/K. Note that, under these conditions, $t_s \approx 4.28 t_d$, meaning that the experiment should be more than 4 times longer to reach the temperature stabilization. Each diagonal grey line corresponds to a flux value that depends on the hydraulic gradient and hydraulic conductivity. b. Heating duration required to reach the characteristic times t_s and t_d according to the flux, considering ρc = 3x10^6 J/m^3/K and $\rho_w c_w$ = 4.1x10^6 J/m^3/K and λ varying between 1.1 to 3 W/m/K.

4.4. Experimental conditions to apply the method

Considering the experimental setup, and especially the continuous injection of electricity, it may still be difficult to ensure experiments that would exceed more than a few days. This limitation also depends on the specific application since the measurement duration should also be shorter than hydraulic changes that may occur in the field. This may be an issue in flow systems characterized by rapid dynamics like, for instance streambeds, where hyporheic exchanges can fluctuate rapidly due to rapid stream stage fluctuations induced by dam operations, floods or snowmelt (Ferencz et al., 2019; Gerecht et al., 2011; Gomez-Velez et al., 2017; Sawyer et al., 2009; Singh et al., 2019). Thus, although the active-DTS method may also be used to monitor groundwater flows, a possible limitation may arise from the duration required for such measurements, which may exceed the groundwater dynamics variability of some flow systems.

Concerning the power supply, the method requires controlling heat injection perfectly. Injecting a constant and reliable electrical current can be difficult since the resistance of the FO cable (plastic and steel core) depends on the temperature of the wire. This challenge was overcome through the use of a reliable power controller that measures continuously the resistance of the electrical circuit including both FO and electrical cables. It therefore adjusts

the input voltage and intensity in the circuit, to ensure injecting a constant electrical power Q. Here, we choose to use an injected electrical power between 15 and 35W/m, that is high enough to improve the resolution of measurements and decrease the error on flux estimate (the higher the electrical power, the larger the range of ΔT measured). However, consistent results could also be obtained with lower values of Q (up to 5 W/m), even though the associated estimate of flux would be less accurate. It can offer the possibility of heating longer sections of cable (for the same amount of power delivered). In any case, the selection of the injected electrical power must be made carefully according to the length of the heated section, the desired temperature increase and safety issues.

To reduce the resistance of the electrical circuit, and thus the supply of electricity, we recommend using cooper electrical cables having large cable section and therefore a low resistivity. Here, for instance, we used 6 mm² cable section, whose resistance is around 2.92 Ω/km. The selection of the FO cable depends on its thermal conductivity that should be high enough to ensure a fast thermal response.

The thermal properties of soils depend also on temperature (Hopmans & Dane, 1986; Sepaskhah & Boersma, 1979).The temperature increase in sediments could induce errors on the thermal conductivity estimate. However, it has been shown that temperature increase does not modify significantly the thermal properties of sands below 50°C for fully saturated conditions (Smits et al., 2013). Here, the effect of the increase of temperature on the thermal properties of the media could therefore be assumed as negligible if the injected electrical power is low enough to ensure ΔT<50°C. Likewise, lower temperature increases ensure that free natural convection remains negligible despite the temperature gradient induced by heat injection. Calculations of the Rayleigh-Darcy number to estimate the possible occurrence of convective effects (Nield & Bejan, 2013), confirms that free thermal convection should be negligible in the present case. However, free convection may dominate transport processes for gravel characterized by a large average grain size and a very high permeability. Note also that the stability of the background temperature may be an important issue to be able to interpret correctly the data, especially in the very shallow sub-surface. Wu et al. (2019) also noted that the repetition of heated tests requires accounting for hysteresis effects caused by repeated heating and recovery cycles that induce the difficulty for the porous media to return to its initial ambient temperature.

Finally, it should be noted that active-DTS methods remain invasive and that the installation of the FO cable can lead to sediment disturbance that can potentially affect the values of both the thermal properties and the groundwater flux. The cables, including both FO and electrical cables, can be efficiently buried with direct push equipment, just as described by Bakker et al. (2015). Nevertheless, it is clear that direct-push methods can be used only in sandy or granular aquifers, which may be a major limitation to apply the method. The in-stream installation of FO cables could require using some tools, like ploughs, to limit the alteration of the riverbed and to help to control the burial depth of the cable. Lastly, the question of the installation of the FO cable indirectly raises the question of the flow direction in relation to the FO cable. Although results are not shown here, temperature increases measured along the sections EF and FG during sandbox experiments allow highlighting that the angle of the flow with the FO cable could affect the thermal response. These results will be the subject of an upcoming study.

5. Conclusions

This study provides a full framework allowing the generalization of the application of active-DTS methods in the field to characterize flows in saturated porous media. The methodology relies on the interpretation of the thermal response occurring along a single heated FO cable used both for injecting heat and for recording temperature changes. The combination of a numerical model with laboratory experiments allowed i) improving the understanding of the thermal processes controlling the temperature increase, ii) fully validating two complementary and independent interpretation methods providing an estimate of both the thermal conductivity and the groundwater flux, and iii) to define the limits of the measurements of the method and discuss its applicability in the field. More specifically, the following conclusions can be drawn:

[1] By delimiting the duration of the conduction-dominant stage, the effective thermal conductivity of the media can easily be estimated independently of groundwater flow i) by graphically estimating the slope of the temperature increase during this stage and ii) by reproducing the temperature rise using the MILS model considering no-flow conditions. Thus, the approach proposed provides two simple independent estimates of thermal conductivity, thus reducing the uncertainty of the estimation. From our experimental results, the error associated to thermal conductivity estimates ranges between ± 0.2 and ± 0.4 W/m/K. Thus, active-DTS experiments can provide the spatial variability of the thermal conductivity in the field, which can help improve the characterization of sedimentary flow systems.

[2] Although the FO cable has a clear and significant effect on the thermal response during the very early times of active-DTS experiments, this effect can easily be graphically defined and delimited in time. The temperature evolution induced by heat transfer occurring in the porous media can then be modelled efficiently using the MILS analytical solution to provide accurate estimates of groundwater fluxes.

[3] The graphical analysis of the thermal response curves obtained along the cable can also provide an accurate and independent estimation of flux by defining three characteristic times t_d, t_i and t_s. Although the graphical determination of these times can be coarse because of the log-time scale or noise in the data, the three characteristic times can provide complementary results that can greatly help identify a representative value of flux. The main advantage of this approach is that its application is independent of the effect of the FO cable.

[4] The characterization of both the FO cable effect and the validation of the MILS model allows the prediction of the increase in temperature after a given heating time for a given flux and thermal conductivity. The MILS thus provides a theoretical curve relating the thermal response of the porous media to flux q for a given thermal conductivity λ after a specific heating time t: $\Delta T_{PM} = f(q, \lambda, t)$. With this function, values of temperature rise ΔT_{PM} can be directly related to their corresponding fluxes, which allows the rapid and accurate conversion of active-DTS temperature measurements into flux estimates.

We showed that active-DTS experiments allow the estimation of groundwater fluxes varying between 3×10^{-6} to 5×10^{-2} m/s (for a heating duration of 4 hours) and that the limit of detection could be as low as 1×10^{-6} m/s after 24 hours of heating. The active-DTS method could thus be potentially applied to a very wide range of flow systems having fluxes within the more than three orders of magnitude of measurable flux values. In the field, the reliable and direct estimation of the distribution of fluxes could replace the measurement of hydraulic conductivity, whose distribution and variability still remains difficult and time consuming to evaluate in the field.

Finally, this method could address the challenge of characterizing the distribution of fluxes in the sub-surface. Depending on the spatial resolution of the DTS units, which can reach 0.5m in practice (Simon et al., 2020), the method can provide fluxes estimates all along a fiber-optic cable at a sampling space, never reaches with other conventional methods. This results in the possibility of precisely mapping heterogeneities and understanding flow dynamics, such as for instance in sandy aquifers or in the hyporheic zone, where the spatial distribution of flow can be driven by very local heterogeneities (Cardenas, 2015). This opens

the possibility of applying active-DTS method for a wide range of applications where the variability of groundwater flows is critical, such as groundwater/surface water interactions, contaminant transport, but also for safety and technical issues such as leaks in levees or the efficiency of geothermal systems.

Acknowledgments and Data

The experimentation and the collaboration between the University of Rennes 1 and the University of Poitiers benefited from the support of INSU-CNRS through the Service National d'Observation H+ (http://hplus.ore.fr/en/). We thank Denis Paquet for helping us during the experimental work. This research was funded by the Agence de l'Eau Loire Bretagne, by the ANR project EQUIPEX CRITEX (grant number ANR-11-EQPX-0011) and by the INSU EC2CO program (project HOTFLUX). We warmly thank René Lefebvre for his comments and suggestions and especially for English corrections that greatly helped us to improve the manuscript. We also sincerely thank the associate editor and three reviewers for their remarks and comments that greatly help improving the manuscript.
The data presented in this paper are available and accessible through the following link at database of the H+ French National Network for Hydrogeological sites: http://hplus.ore.fr/en/simon-et-al-2020-wrr-data

Chapitre 4 – ***Mesures actives : résultats complémentaires***

Le chapitre précédent a donc permis de développer et de valider deux méthodes d'interprétation des mesures actives distribuées de température permettant de quantifier les flux et d'estimer la conductivité thermique de manière distribuée tout au long du câble chauffé. Les mesures en banc expérimental ont permis non seulement de valider ces méthodes d'interprétation mais également de montrer la très bonne précision sur l'estimation de ces deux grandeurs. De plus, les mesures expérimentales ont permis de valider les résultats théoriques décrivant les différents régimes thermiques et propriétés associés contrôlant l'élévation de température au cours du temps.

À ce stade, même si les précédents résultats ont d'ores et déjà permis de proposer un cadre théorique général et précis à l'interprétation des mesures actives, quelques questions et incertitudes demeurent quant à l'applicabilité de la méthode en rivière. Parmi ces questions, celle de l'orientation du câble demande notamment des investigations complémentaires. En effet, l'interprétation des mesures actives reposent sur l'hypothèse que le câble chauffé et les flux sont perpendiculaires. Or, les écoulements dans le milieu souterrain, et notamment à l'interface nappe/rivière, sont rarement unidirectionnels. Ensuite, comme nous avons pu le voir, de longues périodes de chauffe assurent une meilleure précision sur les estimations de flux et permettent d'investiguer une gamme plus large de flux. Les écoulements à l'interface nappe/rivière ayant une forte dynamique temporelle, se pose alors la question de l'effet de variations de flux durant l'expérience de chauffe sur les mesures de température et sur leur interprétation.

Ainsi, à partir de développements théoriques et des mesures réalisées en banc expérimental, nous tenterons dans ce chapitre de répondre, au moins en partie, à ces questions. Pour ce faire, nous aborderons dans un premier temps la question des répercussions d'un flux non perpendiculaire par rapport au câble chauffé sur les estimations de conductivité thermique et de flux. Ensuite nous introduirons de nouvelles mesures acquises en banc expérimental, pas encore présentées jusqu'à maintenant, qui nous permettront dans un premier temps de discuter de l'effet de la puissance de chauffe sur l'élévation de température, puis dans un second temps de l'effet d'éventuelles variations d'écoulements au cours de l'expérience active. Les résultats présentés dans ce chapitre viendront ainsi compléter les conclusions du précédent chapitre quant à l'applicabilité des mesures actives dans différents contextes.

1. Effet de l'orientation du câble de fibre optique

Comme précisé précédemment, l'interprétation de la réponse thermique repose sur l'hypothèse que le câble de fibre optique et le flux d'eau sont perpendiculaires, et donc que l'angle α entre le flux et le câble est égal à 90°. Toutefois, cette condition n'est pas toujours strictement vérifiée lors de l'application des méthodes actives sur le terrain. En effet, les écoulements souterrains ne sont pas strictement horizontaux, tout particulièrement dans les aquifères fracturés ou karstiques. Dans la zone hyporhéique, il est fréquent que les flux contiennent une composante non-verticale (Boano et al., 2014; Cardenas, 2015), avec des flux parallèles ou obliques à la rivière (Bhaskar et al., 2012) et localement convergents ou divergents près de l'interface eau/sédiments (Cuthbert & Mackay, 2013). Il a d'ailleurs déjà été démontré que des flux horizontaux ou non-verticaux pouvaient affecter la propagation des variations journalières de température de la rivière en profondeur, limitant l'utilisation de profils verticaux de température pour estimer les flux verticaux (Cranswick et al., 2014; Rau et al., 2010; J. Reeves & Hatch, 2016).

Dans les applications de méthodes actives, peu d'études ont posé la question de l'effet de l'orientation du câble de fibre optique sur la réponse thermique. Aufleger et al. (2007) et Perzlmaier et al. (2004) suggèrent que ce paramètre n'a pas un impact significatif sur la réponse thermique mesurée tant que l'angle formé entre le câble et le flux ne dépasse pas 60° (90° étant le cas idéal où le flux et le câble sont parfaitement perpendiculaires). Des résultats similaires ont été obtenus par Chen et al. (2019), qui ont travaillé sur l'effet de l'angle sur la réponse thermique dans le cadre de l'identification de fuites dans des ouvrages hydrauliques. Leurs résultats tendent à montrer que l'effet de l'orientation du câble est négligeable pour des angles supérieurs à 60° dès lors que les flux sont supérieurs à $5x10^{-5}$ m/s. Pour des flux faibles ($\leq 1x10^{-5}$ m/s), leurs résultats suggèrent que cet effet est négligeable, quel que soit l'angle formé entre le flux et la câble de fibre optique. Enfin, Read (2016) a réalisé des expériences actives en canal hydraulique (colonne d'eau) ainsi que des modélisations numériques pour étudier l'effet de l'orientation du câble sur l'élévation de température. Il a ainsi montré que la valeur de ΔT était directement dépendante de l'angle formé entre le flux et le câble et qu'elle diminuait linéairement avec le sinus de cet angle. Il a aussi mis en évidence que le fait de la chaleur produite était transportée d'amont en aval le long de la section chauffée et que la température mesurée augmentait progressivement en fonction du sens de l'écoulement.

1.1. Élévation de température le long de la section EF

L'un des objectifs des mesures réalisées en banc expérimental était d'évaluer l'effet de l'angle formé entre le flux et le câble de fibre optique sur la réponse thermique mesurée lors des expériences actives. Ainsi, comme détaillé dans la Figure 1-14, le câble a été installé dans le banc de sorte à ce que l'angle entre le flux et le câble de fibre optique varie dans l'espace. Les sections DE, HG et HI sont perpendiculaires au flux (90°), tandis que la section CD y est parallèle (0°). Quant aux sections EF et FG, elles forment respectivement des angles de 60° et de 110° avec le flux. Dans cette partie, nous nous intéressons aux mesures de température réalisées le long de la section EF pour laquelle l'angle α=60°.

L'élévation de température mesurée le long de la section chauffée EF est dépendante de plusieurs processus de transferts de chaleur, comprenant :

- l'emmagasinement et à la conduction de chaleur au sein du câble de fibre optique qui entraînent une élévation de température ΔT_{FO}
- la conduction thermique dans le milieu poreux de la chaleur émise le long du câble chauffée EF qui est responsable d'une élévation constante et linéaire de la température au cours du temps ΔT_{cond}
- l'advection thermique de la chaleur émise dans le milieu poreux qui, sous l'effet des écoulements, va dissiper cette chaleur, compenser l'élévation de température induite par conduction et entraîner une diminution de température - ΔT_{adv}
- le transport de la chaleur émise depuis le brin DE, chauffé en amont, et responsable d'une élévation de température ΔT_{tspt} au niveau du brin EF
- le transport ou la propagation de la chaleur émise depuis le brin chauffé EF qui pourrait engendrer une augmentation de température d'amont en aval au sein même de la section chauffée EF, $\Delta T_{EF,\alpha}$ et qui dépendrait de l'orientation du câble (et donc de α).

Finalement, l'élévation de température mesurée le long de la section EF, ΔT, pourrait alors s'exprimer telle que :

$$\Delta T = \Delta T_{FO} + \Delta T_{cond} - \Delta T_{adv} + \Delta T_{tspt} + \Delta T_{EF,\alpha} \quad (1.24)$$

L'objectif de cette partie est de déterminer si l'orientation du câble de fibre optique par rapport au flux influence la réponse thermique mesurée, et si c'est effectivement le cas, de

comprendre comment celui-ci pourrait impacter l'un des processus de transfert décrit en Équation (1.24).

1.2. Modélisation du transport de chaleur depuis le brin DE

Afin de mettre en évidence l'éventuel effet de l'orientation du câble sur la réponse thermique, nous proposons dans un premier temps de filtrer du signal de température mesuré lors des expériences, l'élévation de température ΔT_{tspt} induite par le transport de la chaleur émise depuis le brin DE chauffé en amont. Comme le montre la Figure 1-26a, pour chaque point de mesure situé le long de la section EF, cette élévation de température dépend de la distance x entre le point de mesure considéré et le brin DE. Cette dernière pouvant être estimée à partir des mesures réalisées lors de l'installation de la fibre dans le banc expérimental, il est dès lors possible d'utiliser le modèle MILS pour simuler l'élévation de température attendue à chaque distance (x, y=0) en fonction de la vitesse de l'écoulement dans le banc, comme le montre la Figure 1-26b. Notons qu'on pose ici l'hypothèse que la dispersion thermique est nulle.

Dès lors, les données de température mesurées le long de la section EF peuvent être filtrées afin de conserver seulement la réponse thermique induite par la chauffe de la section EF, ΔT_{EF}. Le résultat de ce filtrage est présenté dans la Figure 1-26c. On constate que la réponse thermique ΔT_{EF} est identique pour tous les points de mesure le long de la section chauffée. Il n'y a donc pas d'augmentation de température entre l'amont et l'aval de cette section, ce qui sous-entend que le terme $\Delta T_{EF,\alpha}$, c'est-à-dire l'élévation de température qui pourrait être induite par le transport ou la propagation de la chaleur émise depuis le brin chauffé EF sous l'effet de l'orientation du câble, est négligeable ici. Cela peut signifier que le terme $\Delta T_{EF,\alpha}$ est véritablement nul et que l'orientation du câble n'influence pas la température mesurée d'amont en aval ou bien qu'il est trop faible pour être détecté et qu'il pourrait devenir significatif pour des sections de câble plus longue.

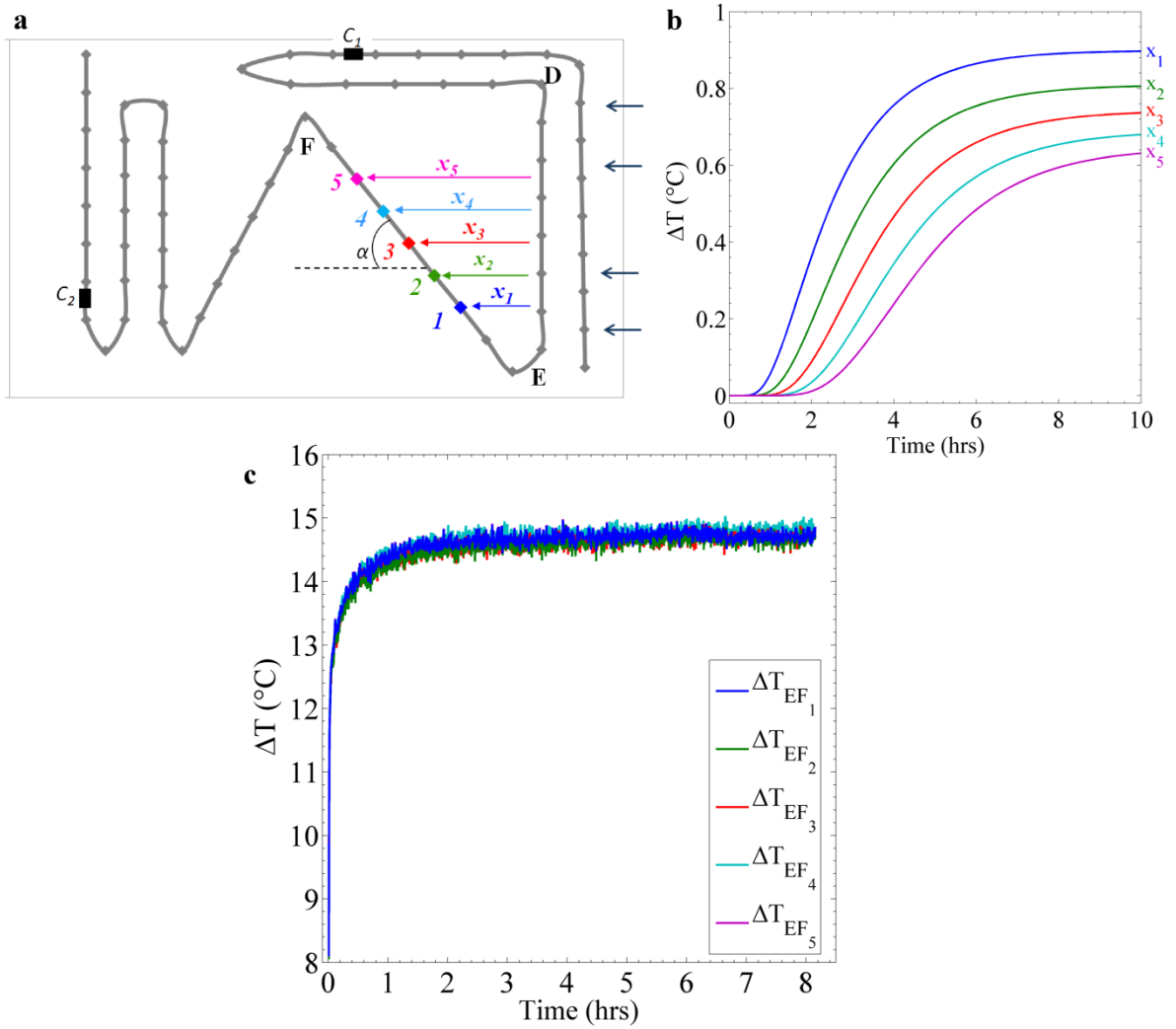


Figure 1-26. a. Pour chaque point de mesure situé le long de la section EF à distance x du brin DE, l'augmentation de température mesurée pendant les périodes de chauffe dépend en partie de la chaleur transportée depuis le brin DE, chauffé en amont; b. Élévation de température ΔTtspt induite par le transport de chaleur depuis la section EF et modélisée avec le modèle MILS en fonction de la distance x pour un flux q=1.11x10-5 m/s. c. Augmentation de température mesurée le long de la section EF, lors de la 3e expérience de chauffe (q=1.11x10-5 m/s), une fois l'effet du transport ΔTtspt retiré du signal.

1.3. Mise en évidence de l'effet de l'angle

L'étape de filtrage précédente a donc permis i) de retirer de l'élévation de température mesurée l'augmentation induite par le transport de chaleur depuis le brin DE chauffé en amont et ii) de mettre en évidence que l'orientation du câble n'entraînait pas d'augmentation de chaleur supplémentaire d'amont en aval le long de la section EF. Ainsi, l'Équation (1.24) peut s'écrire :

$$\Delta T_{EF} = \Delta T_{FO} + \Delta T_{cond} - \Delta T_{adv} \qquad (1.25)$$

La question serait ensuite de savoir si l'orientation du câble affecte l'un de ces processus de transfert de chaleur.

Pour cela, on émet maintenant l'hypothèse que l'angle α n'a aucun effet sur la réponse thermique. Dans ce cas, l'augmentation de température devrait être similaire pour les sections DE et EF puisque les conditions sont strictement identiques lors de chaque chauffe (l'effet du transport de chaleur depuis DE jusqu'à EF ayant été retiré du signal de température mesuré), ce qui reviendrait à dire que $\Delta T_{DE} = \Delta T_{EF}$. Cela sous-entendrait alors que le modèle MILS pourrait être utilisé pour reproduire les réponses thermiques le long de chacun de ces câbles.

De la comparaison des évolutions de température mesurées le long de chacun de ces sections, il apparaît que :

- pour les tests réalisés avec écoulement ($q \neq 0$) et pour des temps $t > t_d$ (régime advectif), une différence significative peut être observée entre les données de température collectées le long de la section DE et celles collectées le long de la section EF, comme le montre la Figure 1-27. À noter que, les réponses thermiques étant similaires pour tous les points de mesure situés le long de chacune des sections DE et EF, une seule courbe est montrée par section. On observe dans cet exemple une différence de 0.1 à 0.2 °C entre la température de stabilisation mesurée en DE et celle mesurée en EF, avec $\Delta T_{f\,(EF)} > \Delta T_{f\,(DE)}$. Des résultats similaires ont été observés pour tous les tests réalisés avec écoulement et il s'avère que la différence entre $\Delta T_{f\,(EF)}$ et $\Delta T_{f(DE)}$ augmente avec l'augmentation du flux.

  Ceci démontre que l'égalité $\Delta T_{DE} = \Delta T_{EF}$, basée sur l'hypothèse que la réponse thermique est identique pour les deux sections indépendamment de l'angle α, ne peut pas être validée et par conséquent que l'angle formé par le flux et le câble a un impact significatif sur la réponse thermique. Cette différence de réponse thermique implique logiquement, comme le montre la Figure 1-27, que l'application du modèle MILS ne permet pas de modéliser l'élévation de température mesurée le long de la section EF et que l'orientation du câble aura nécessairement un impact sur l'estimation du flux.
- pour les tests réalisés avec écoulement ($q \neq 0$) et pour des temps $t < t_d$ (régime conductif), l'élévation de température est similaire pour les deux sections. En d'autres termes, les réponses thermiques mesurées sont identiques le long de la section DE et le long de la section EF tant que le régime advectif n'est pas atteint. Ainsi, la réponse thermique étant impactée seulement aux temps longs (régime advectif), la conductivité

thermique estimée sera identique indépendamment de l'angle formé entre le flux et le câble.

- pour les tests réalisés sans écoulement (régime conductif pur, q = 0m/s), l'élévation de température est similaire pour les deux sections pour toute la durée de l'expérience de chauffe, ce qui signifie que $\Delta T_{DE}(t, q = 0) = \Delta T_{EF}(t, q = 0)$.

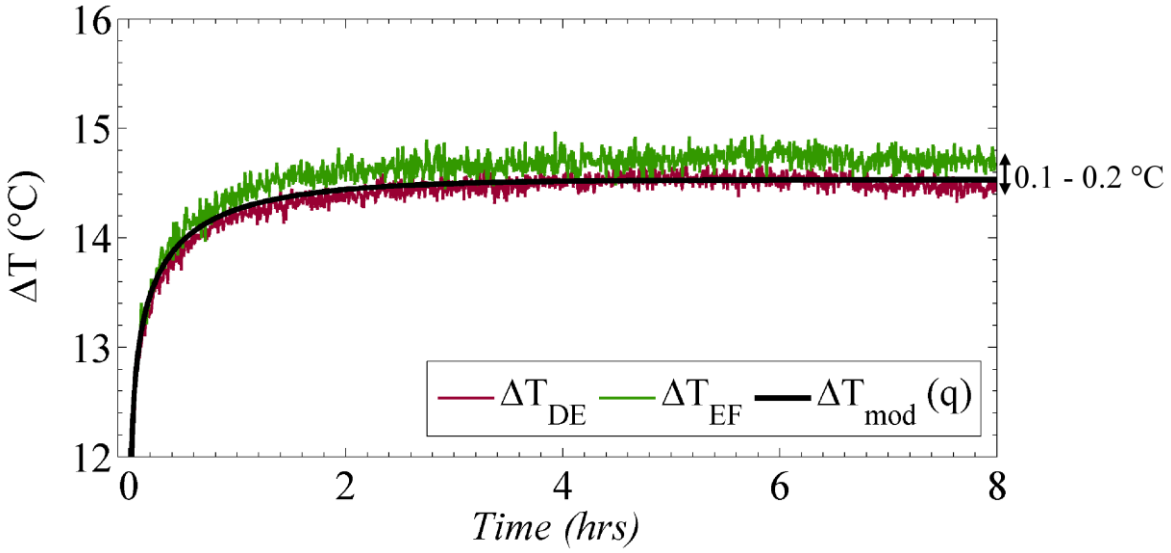


Figure 1-27. Comparaison des réponses thermiques mesurées le long des sections DE et EF lors de la 3ème expérience de chauffe (q=1.11x10^{-5} m/s). La courbe noire présente l'évolution de température modélisée avec la solution MILS pour cette valeur de q et une valeur de conductivité thermique égale à 2.9 W/m/K et qui permet de reproduire parfaitement ΔT_{DE}.

Le fait que les réponses thermiques soient identiques dans les deux sections lorsque $q = 0$ ou lorsque $q \neq 0$ et $t < t_d$ démontre que les processus d'emmagasinement et de conduction de chaleur au sein du câble de fibre optique (ΔT_{FO}) ainsi que la conduction thermique de la chaleur émise dans le milieu poreux (ΔT_{cond}) sont complètement indépendants de l'orientation du câble et que l'angle α n'affecte pas ces transferts de chaleur.

En revanche, l'orientation du câble affecte la dissipation de chaleur par advection (ΔT_{adv}), cette dernière étant moins efficace lorsque l'angle s'éloigne de la normale (α<90°). Cela se traduit par un $\Delta T_{f\,(EF)}$ supérieur à $\Delta T_{f(DE)}$, ce qui implique que l'interprétation de la réponse thermique mesurée le long de la section EF conduira systématiquement à sous-estimer le flux (pour une même valeur de conductivité thermique, un flux plus faible induit une plus forte élévation de température). Bien que la différence entre $\Delta T_{f(EF)}$ et $\Delta T_{f(DE)}$ soit relativement faible (0.1 - 0.2°C pour l'exemple montré ici), elle reste tout de même assez significative pour induire une erreur conséquente sur l'estimation du flux. Ainsi, si l'angle n'est pas pris en compte, l'application du modèle MILS peut conduire à estimer le flux égal à 9.55x10^{-6} m/s

lors de la 3e expérience de chauffe, soit une erreur d'environ 14% par rapport au flux réel (q=1.11x10^{-5} m/s). Des erreurs similaires (≈14%) ont été trouvées pour les autres expériences avec écoulement.

1.4. Hypothèse sur l'effet de l'angle

Les mesures dans le banc expérimental ont montré que la direction du câble pouvait impacter la dissipation de la chaleur par advection et entraîner une « surélévation » de la température de stabilisation. Pour essayer d'expliquer cela, nous nous appuierons sur la Figure 1-28a. Les modèles ILS (Instantaneous Line Source) considèrent la source de chaleur comme une « ligne source verticale » située à (x_0, y_0) avec une longueur verticale infinie dans la direction z. Ces modèles se basent donc sur l'intégration des IPS solutions (Instantaneous Point Source) le long d'une ligne infinie -∞<z<∞, ce qui implique forcément un flux uniforme q dans la direction x (Carslaw & Jaeger, 1959; Stauffer et al., 2013). Pour chaque plan (x,y), cela permet donc de considérer non seulement la chaleur provenant du point (x_0, y_0, z) mais également d'intégrer la chaleur produite tout au long de l'axe z et qui peut impacter la température mesurée en tout point (x,y). Ainsi, les modèles ILS et MILS qui en découlent, permettent de prédire l'évolution de la température en (x,y) dès lors que le câble est déployé perpendiculairement au flux dans la direction z (α=90°).

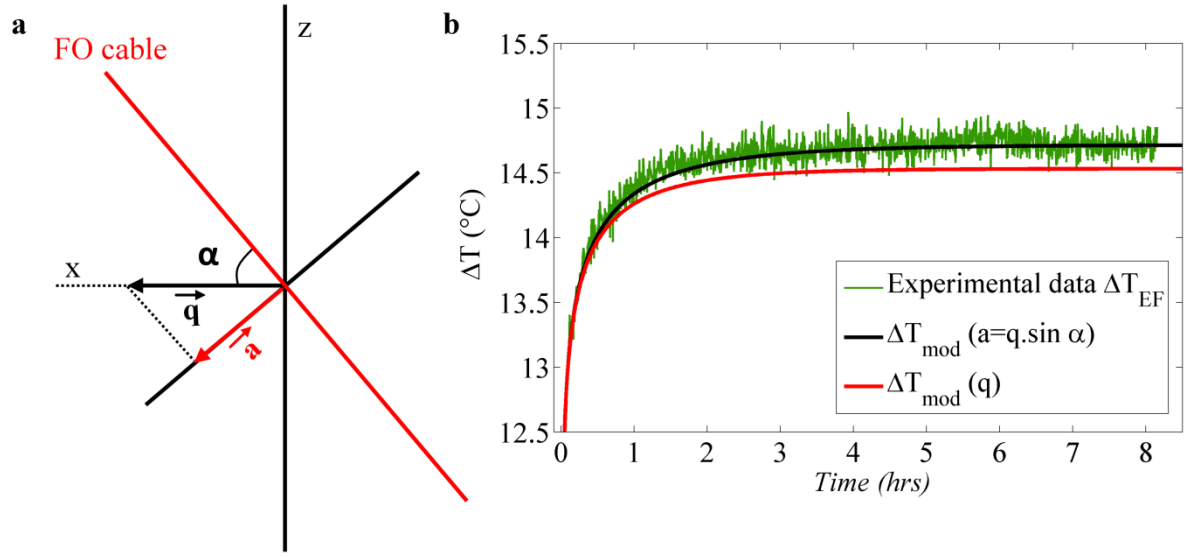


Figure 1-28. a. Hypothèse sur l'influence de l'angle α : la vitesse estimée correspond à la projection orthogonale du vecteur q sur l'axe perpendiculaire au câble de fibre optique. b. L'augmentation de température mesurée le long de la section EF (courbe verte) peut être reproduite par le modèle MILS pour une vitesse a=q.sinα (courbe noire), ce qui n'était pas possible en considérant la vitesse effective q de l'écoulement (courbe rouge) : exemple d'application pour la 3e expérience de chauffe (q=1.11x10^{-5} m/s).

Dans le cas où le flux (x-direction) n'est pas perpendiculaire au câble de fibre optique ($\alpha<90°$), la dispersion transversale de chaleur est plus importante, ce qui entraîne une surélévation de température lors de la chauffe. La réponse thermique ne serait donc plus directement dépendante de la vitesse d'écoulement q mais plutôt de la vitesse projetée a, ce qui permettrait de tenir compte de la linéarité de la source de chaleur. Ainsi, on peut émettre l'hypothèse que:

$$\Delta T(q, \alpha < 90°) \leftrightarrow \Delta T(q.\sin\alpha, \alpha = 90°) \tag{1.26}$$

ce qui revient à dire que la réponse thermique observée pour un écoulement q lorsque la fibre n'est pas perpendiculaire au flux serait similaire à la réponse thermique observée dans un cas idéal ($\alpha=90°$) pour un flux $a=q.\sin\alpha$.

Cette hypothèse est étayée par les résultats expérimentaux qui ont montré une sous-estimation de la vitesse lors de l'interprétation des données collectées le long de la section EF. Pour les trois vitesses testées, une relation linéaire a été mise en évidence entre la vitesse effective q et la vitesse estimée, puisque l'erreur sur l'estimation (~14%) est indépendante du flux. De plus, comme le montre la Figure 1-28b, il est possible de parfaitement modéliser la réponse thermique mesurée le long de la section EF en considérant une vitesse $a=q.\sin(60°)$. Ceci a été testé et validé pour les deux autres tests avec écoulement. Toutefois, les données collectées le long du brin FG ($\alpha=110°$) n'ont pas pu être traitées à cause de l'influence des deux brins chauffés en amont. Nous ne disposons que des données du brin EF, ce qui ne permet pas de pleinement confirmer ou infirmer l'hypothèse (1.26). D'autres expériences en laboratoire ou des modélisations numériques supplémentaires devraient être réalisées pour aller plus loin sur cette question. Finalement, si cette hypothèse est validée, cela suppose que l'erreur sur l'estimation de vitesse dépassera 10% dès lors que l'angle α sera inférieur à 65° et atteindra 50% pour un angle de 30°.

1.5. Conclusions sur l'effet de l'orientation du câble

Finalement, ces mesures en banc expérimental permettent d'observer que l'orientation du câble par rapport au flux peut avoir un impact significatif sur la réponse thermique mesurée lors d'expériences actives. Les résultats semblent montrer que l'angle formé par le flux et la câble chauffé n'influence pas les transferts de chaleur au sein du câble de fibre optique ni même la conduction thermique dans le milieu poreux. Toutefois, elle affecte directement l'advection de la chaleur émise et la dissipation de la chaleur semble moins efficace dès lors

que le câble n'est pas perpendiculaire à l'écoulement. Ainsi, l'orientation du câble impacte la stabilisation de la température ΔT_f et l'interprétation de la réponse thermique associée conduira à une sous-estimation de l'intensité de l'écoulement si l'angle α n'est pas connu. En revanche, la conduction thermique n'étant pas impactée par l'orientation du câble, l'estimation de la conductivité thermique sera indépendante de cette orientation.

Les travaux de Aufleger et al. (2007), Chen et al. (2019) et Perzlmaier et al. (2004) qui suggèrent que l'orientation du câble impacte significativement la réponse thermique dès que $\alpha<60°$, sont en adéquation avec nos résultats. En effet, en partant de l'hypothèse émise ici qu'un angle α conduit à estimer un flux a égal à $q.\sin\alpha$, un angle de 60° conduit à une erreur sur l'estimation de flux environ égale à 13.4%. Les résultats de Chen et al. (2019) montraient également que pour des flux faibles ($\leq 1x10^{-5}$ m/s) l'effet de l'angle était négligeable, et ce quel que soit l'angle formé entre le flux et la câble de fibre optique. Cette conclusion semble quelque peu biaisée par le fait que leurs simulations n'aient été réalisées que pour des durées de chauffes courtes (moins de 30 min). Dans ce cas, le régime advectif n'étant pas atteint, il est normal de conclure que la direction de l'angle n'affecte pas la réponse thermique. Pour des durées de chauffe simulées plus longues, ils auraient sûrement abouti à des résultats plus en accord à les nôtres. Notons toutefois que, en effet, pour des flux vraiment faibles, inférieurs à la limite de détection de la méthode ($<1x10^{-6}$ m/s), la réponse thermique sera similaire à un régime conductif pur et l'orientation du câble n'aura, par conséquent, vraiment aucun effet sur la réponse thermique. Néanmoins, cela reste vrai pour des cas très spécifiques.

Finalement, l'orientation du câble peut largement conditionner l'applicabilité de la méthode, comme par exemple dans la zone hyporhéique où les flux contiennent généralement une forte composante non-verticale. L'utilisation d'autres méthodes comme des sondes de détection de flux, «Flux Detection Probes », (Thomle et al., 2020) ou encore des tests de traçage thermique basés sur des systèmes « heat-pulse » (Lewandowski et al., 2011; Zlotnik & Tartakovsky, 2018) pourrait ainsi permettre d'évaluer au préalable l'applicabilité de la méthode.

2. Influence de la puissance injectée sur l'élévation de température

Les modélisations numériques et l'étude de la solution analytique, notamment la discussion sur l'effet des différents paramètres et grandeurs sur la réponse thermique (section 4.1 du chapitre 3), ont montré que l'augmentation de température lors des tests de chauffe était proportionnelle à la puissance électrique injectée Q [W/m]. Ainsi, les mesures actives

réalisées en banc expérimental devaient permettre de vérifier ce résultat théorique et de déterminer l'influence de la puissance injectée au cours du temps sur l'évolution de ΔT_{FO} et de ΔT_{PM}. En effet, si l'équation régissant la propagation de chaleur dans le milieu poreux (Équation$(1.11a)$) montre clairement la proportionnalité entre Q et ΔT_{PM}, l'équation qui régit l'augmentation de température induite par les transferts de chaleur au sein du câble de fibre optique (ΔT_{FO}) n'est pas connue. Ainsi, même si cela a été démontré indirectement par les simulations numériques, les mesures expérimentales devraient permettre de clairement démontrer la proportionnalité entre Q et ΔT_{FO}.

2.1. Tests en laboratoire

Comme il a été décrit dans les chapitres 2 et 3, la première série de mesures en banc expérimental a consisté à réaliser une succession d'expériences actives en faisant varier le débit d'eau injecté afin d'établir et de valider le lien entre ΔT et q. À la suite de cela, une seconde série de mesures a été réalisée avec pour objectif notamment d'observer et de mesurer l'effet de la puissance injectée Q sur la réponse thermique. Comme le montre la Figure 1-29, l'approche a consisté à chauffer le câble de fibre optique pendant un peu plus de 14 h à la puissance Q_1=10.06 W/m avant de basculer la puissance injectée de Q_1 à Q_2. À la suite de ce changement, la température est mesurée pendant 7 h supplémentaires à la puissance Q_2=15.02 W/m. Notons que le Power Controller permet de modifier quasi instantanément la puissance injectée - 3 secondes nécessaires pour ajuster la nouvelle puissance - sans interrompre l'injection d'électricité, ce qui permet de maintenir la continuité de l'injection électrique tout au long de l'expérience. La figure 1-29 montre que le changement de puissance entraîne une réponse très rapide et une forte augmentation de température en peu de temps faisant passer la température de $\Delta T_f(Q_1) \approx 6.48$ °C à $\Delta T_f(Q_2) \approx 9.67$ °C. Ce simple test permet dans un premier temps de confirmer la relation proportionnelle existante entre ΔT_f et Q puisque :

$$\Delta T_f(Q_2) \sim \frac{Q_2}{Q_1} . \Delta T_f(Q_1) \tag{1.27}$$

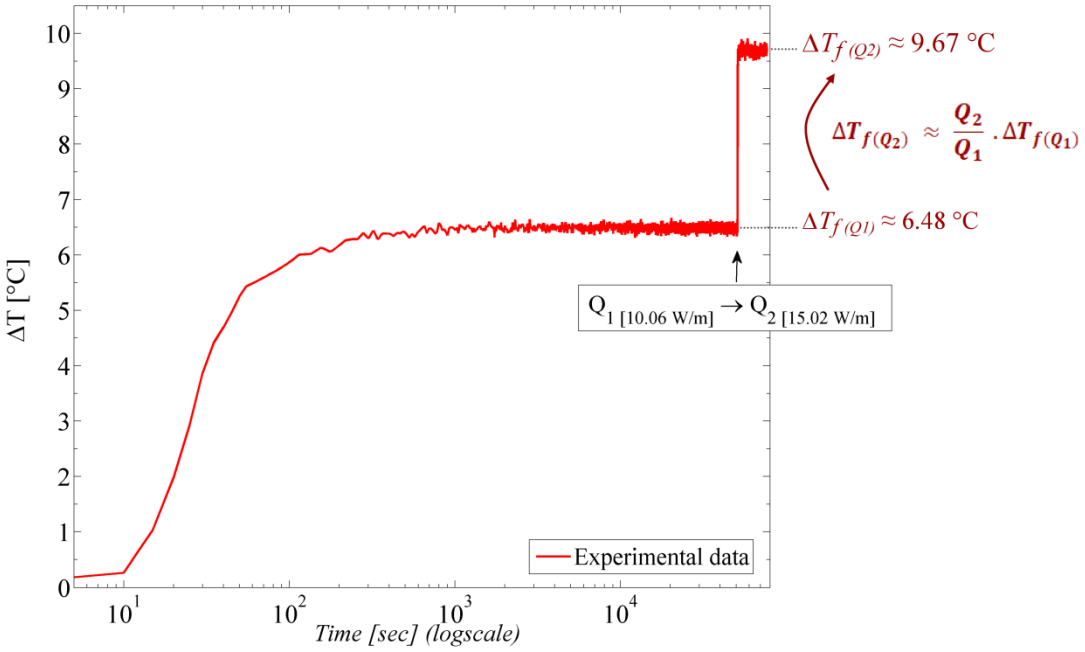


Figure 1-29. Evolution de la température moyenne mesurée le long de la section DE lors d'une expérience de chauffe réalisée avec un flux constant q=4.8x10^{-5} m/s. À partir de t = 0, une puissance électrique Q_1=10.06 W/m est injectée. Au bout de 14h et 10min, la puissance injectée est passée à Q_2=15.02 W/m (instantanément et sans interruption).

2.2. Modélisation de l'élévation de température

L'élévation de température pour cette expérience a été modélisée à partir de l'approche analytique décrite dans le chapitre 3 (Simon et al., Submitted) qui consiste à prédire l'évolution de la température en fonction du temps en définissant ΔT_{FO} puis en modélisant l'augmentation de température ΔT_{PM} à partir du modèle analytique MILS. Comme le montre la Figure 1-30, le modèle a été appliqué pour une puissance Q_1 puis pour une puissance Q_2. Pour reproduire l'évolution de température, il a fallu au préalable déterminer la valeur de ΔT_{FO}. Plutôt que de passer par une analyse graphique comme suggéré précédemment, l'hypothèse a été émise que la valeur ΔT_{FO} était proportionnelle à Q. Les résultats précédents ayant montré que $\Delta T_{FO} \approx 9.5$°C pour une puissance Q = 20.02 W/m (déterminée précisément à partir des données du Heat Pulse), cela revient à dire que $\Delta T_{FO} \approx 0.472Q$. Cela pris en compte, la valeur de $\Delta T_{FO}(Q_1)$ a été fixée à 4.75 °C et ΔT_{PM} a été modélisée avec le modèle MILS appliqué pour Q_1 avec λ = 2.8W/m/K et q = 4.8x10^{-5} m/s. Ainsi, comme le montre la Figure 1-30, cette approche permet de parfaitement reproduire l'évolution de température depuis $t = t_c$ (fin de l'effet du câble de fibre optique) jusqu'au changement de puissance, $Q_1 \rightarrow Q_2$, avec une RMSE≈0.08°C. Ensuite, en appliquant la même procédure, c'est-à-dire en fixant $\Delta T_{FO}(Q_2) \approx 0.472Q_2 \approx 7.09$°C et en appliquant le modèle MILS pour Q_2, il est possible de prédire la température de stabilisation $\Delta T_f(Q_2)$, montrant ainsi que le comportement à long

terme n'est pas affecté par l'étape intermédiaire pendant laquelle $Q = Q_1$. Cela tend également à démontrer que la valeur de ΔT_{FO} est proportionnelle à la puissance injectée.

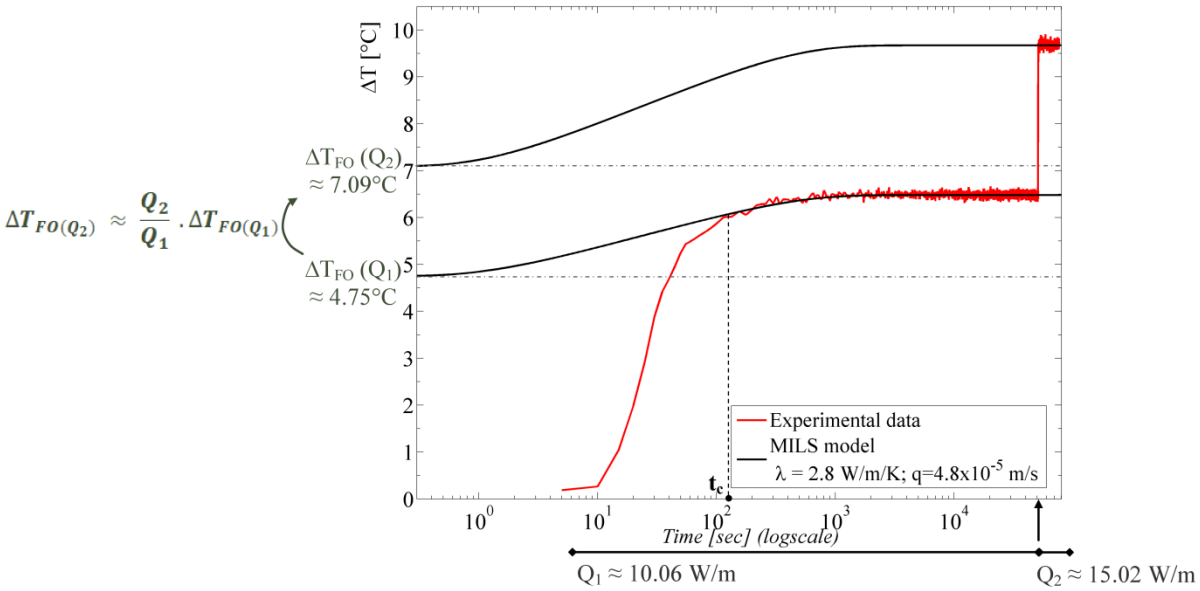


Figure 1-30. Modélisation de l'élévation de température au cours du temps en appliquant l'approche analytique. La valeur de ΔT_{FO} a été fixée à partir des résultats précédents ($\Delta T_{FO} \approx 0.472.Q$) et l'évolution de ΔT_{PM} a été modélisée à partir du modèle MILS (λ=2.8W/m/K et q=4.8x10^{-5} m/s) considérant Q= Q_1=10.06 W/m puis Q=Q_2=15.02 W/m.

2.3. Réponse thermique associée au changement de puissance

Comme le montre la Figure 1-31a, la différence de température induite par le changement de puissance de Q_1 à Q_2 a été calculée en fonction du temps en considérant la différence de température avant et après le changement de puissance :

$$\Delta T(Q_1 \rightarrow Q_2) = \Delta T(t > t_{CP}) - \Delta T_f(Q_1) \quad (1.28)$$

avec t_{CP}, le moment correspondant au changement de puissance.

Il est donc possible de directement comparer l'élévation de température induite par la puissance Q_1 (courbe bleue) et celle induite par le changement de puissance. Il s'avère que le changement de température n'est pas aussi brutal que le laissait penser la Figure 1-29, dont l'échelle log écrase le comportement sur les temps longs. En fait, le changement de puissance induit une réponse thermique « typique » dont le comportement général est similaire à un début de chauffe. L'apport d'énergie supplémentaire entraîne l'équivalent d'une « nouvelle » chauffe conduisant i) à une forte augmentation de température les premières secondes liée aux transferts de chaleur au sein du câble de fibre optique, comme le suggère la courbe de dérivée-log puis ii) à la propagation de chaleur dans le milieu poreux contrôlant l'évolution de la

température pour $t < t_c$. Toutefois, l'élévation totale de température associée au changement de puissance de Q_1 à Q_2, $\Delta T_f(Q_1 \rightarrow Q_2)$ est d'environ 3.1°C, ce qui est beaucoup plus faible que l'élévation induite par la puissance Q_1 ($\Delta T_f(Q_1) \approx 6.48$ °C).

En fait, comme le montre la Figure 1-31b, le changement de puissance de $Q_1 \rightarrow Q_2$ entraîne une réponse thermique similaire à l'injection d'un courant de puissance $Q = Q_2 - Q_1 = 4.96$ W/m. La figure met également en évidence la possibilité de normaliser les courbes de ΔT par la puissance injectée, ce qui permet de les comparer plus facilement.

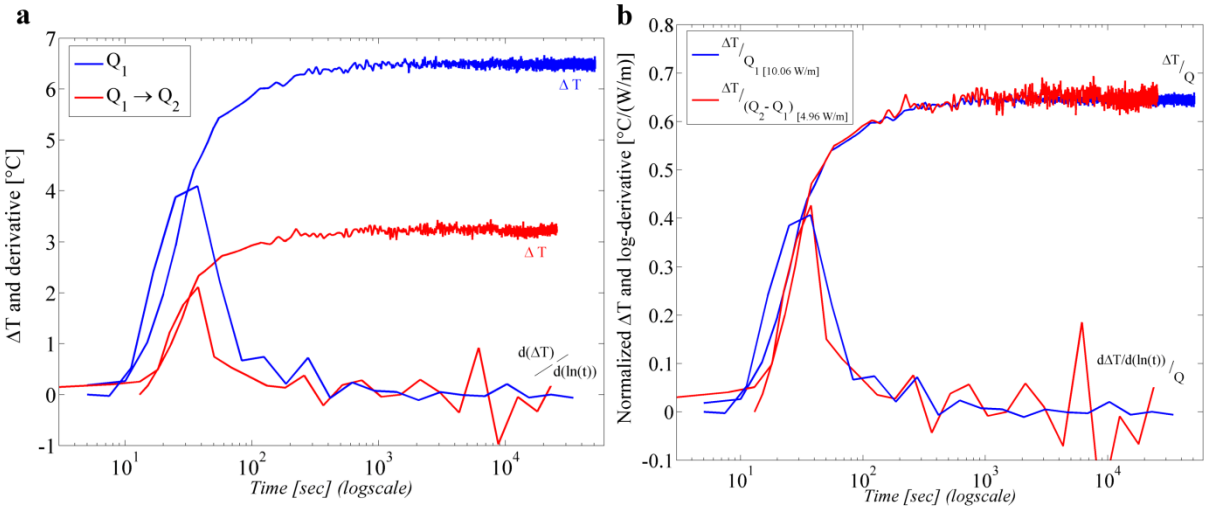


Figure 1-31. a. ΔT ($Q_1 \rightarrow Q_2$), l'évolution de température en fonction du temps associée au changement de puissance $Q_1 \rightarrow Q_2$ et sa dérivée-log ont été calculées (courbes rouges) par rapport à la température de stabilisation $\Delta T_f(Q_1)$ et sont comparées à l'évolution de température $\Delta T(Q_1)$. b. Normalisation de $\Delta T(Q_1)$ et de $\Delta T(Q_1 \rightarrow Q_2)$ par les puissances injectées associées, à savoir Q_1=10.06 W/m et (Q_2-Q_1) = 4.96 W/m respectivement.

2.4. Discussions et conclusions

Les mesures en banc ont donc permis de valider la proportionnalité entre la valeur de ΔT et la puissance injectée Q. Les résultats ont mis en évidence que cette relation existe tout au long de la période de chauffe démontrant que ΔT_{FO} et ΔT_{PM} sont tous deux directement proportionnels à la puissance Q. Cela valide la possibilité de travailler avec des données normalisées, ce qui est un avantage puisqu'il y a toujours une différence entre la puissance souhaitée et la puissance délivrée par l'appareil, même si celle-ci est légère (0.01-0.05 W/m/K d'après les différentes observations de terrain). Ainsi, la comparaison entre divers jeux de données peut être compliquée, surtout lorsque plusieurs sections indépendantes de fibre optique sont chauffées, comme par exemple sur le site expérimental de la Sélune comme nous pourrons le voir par la suite.

L'expérience en laboratoire a également permis de quantifier la valeur de ΔT_{FO} en validant la relation $\Delta T_{FO} \approx 0.472Q$ pour au moins trois puissances injectées (~10, 15 et 20 W/m). Cette équivalence peut être un guide pour les prochaines expériences réalisées avec la même référence de câble de fibre optique même s'il n'est pas garanti que cette valeur ne varie pas selon les conditions de terrain. On pourrait par exemple penser que les câbles ne sont pas strictement identiques d'une bobine à l'autre. De même, pour une même puissance injectée par mètre, le power controller pourrait ne pas délivrer le même courant électrique, puisqu'il ajuste la tension et l'intensité délivrées en fonction de la résistance électrique totale du circuit électrique qui dépend à la fois de la longueur de fibre optique, de celle des câbles électriques (entre le power controller et la fibre) et des connexions électriques entre le câble de fibre optique et les câbles électriques.

Même si un changement de puissance est rarement envisagé au cours des expériences actives, cette approche pourrait présenter plusieurs avantages. Chaque changement de puissance induisant une réponse thermique à part entière, il est ainsi possible d'interpréter l'élévation de température pour chaque nouvelle valeur de puissance, ce qui peut diminuer l'incertitude sur l'estimation de conductivité thermique et de flux mais surtout sur l'évaluation de la valeur de ΔT_{FO}.

3. *Effet d'un changement de flux pendant la période de chauffe*

3.1. Hypothèse d'un changement de flux

Dans les milieux naturels, et notamment à l'interface nappe-rivière, les écoulements peuvent présenter de fortes variabilités temporelles à l'échelle saisonnière, mais aussi à des échelles de temps beaucoup plus courtes. Par exemple, des épisodes de crue peuvent entraîner des variations de la charge d'un cours d'eau pendant quelques heures ou quelques journées et modifier ainsi le gradient hydraulique entre ce cours et la nappe souterraine (Gu et al., 2008; Hancock & Boulton, 2005; Harvey & Gooseff, 2015). Il peut en résulter une diminution des arrivées d'eau souterraine, voire même une inversion du gradient hydraulique et par conséquent une infiltration d'eau de la rivière vers la nappe.

Toutefois, cela nécessite de comprendre l'effet sur la réponse thermique d'une variation de flux ayant lieu durant une période de chauffe et d'évaluer la possibilité d'interpréter cette variation à partir de l'élévation de température mesurée. Comme évoqué plus tôt, l'élévation de température mesurée lors d'une expérience active à un temps *t* peut être approximée par :

$$\Delta T = \Delta T_{FO} + \Delta T_{cond} - \Delta T_{adv} \quad (1.29)$$

avec ΔT_{FO} l'élévation de température due à l'emmagasinement et à la conduction de chaleur au sein du câble de fibre optique et ΔT_{cond} l'augmentation de température (constante et linéaire au cours du temps) due à la conduction thermique dans le milieu poreux. On considère dans cette équation que l'advection de chaleur va venir dissiper la chaleur « accumulée » par conduction et donc induire une diminution de température égale à - ΔT_{adv}.

Parmi les transferts thermiques contrôlant l'augmentation de température, seul le terme advectif ΔT_{adv} dépend de l'écoulement. Ainsi, deux valeurs de flux q_n et q_{n+1} seront associés à des élévations de température ΔT_n et ΔT_{n+1} respectivement égales à :

$$\Delta T_n = \Delta T_{FO} + \Delta T_{cond} - \Delta T_{adv,n} \quad (1.30)$$
$$\Delta T_{n+1} = \Delta T_{FO} + \Delta T_{cond} - \Delta T_{adv,n+1} \quad (1.31)$$

Nécessairement, il en résulte que :

$$\Delta T_{n+1} = \Delta T_n + \Delta T_{adv,n} - \Delta T_{adv,n+1} \quad (1.32)$$

Or :

$$\Delta T_{adv,n} = \Delta T_{cond} - \Delta T_{PM,n} \quad (1.33)$$

et

$$\Delta T_{adv,n+1} = \Delta T_{cond} - \Delta T_{PM,n+1} \quad (1.34)$$

Donc, finalement :

$$\Delta T_{n+1} = \Delta T_n - \Delta T_{PM,n} + \Delta T_{PM,n+1} \quad (1.35)$$

Pour rappel, le terme de ΔT_{PM} correspond à l'élévation de température due aux transferts de chaleur (conduction et advection) dans le milieu poreux et peut être modélisé, pour des valeurs de λ et q données, à partir du modèle MILS. En d'autres termes, cette équation signifie qu'un changement de flux de $q_n \rightarrow q_{n+1}$ devrait pouvoir être modélisé facilement car il dépend de la valeur de l'élévation de température au moment du changement de flux ΔT_n et de la différence entre les réponses thermiques $\Delta T_{PM,n+1}$ et $\Delta T_{PM,n}$, respectivement observées pour un flux q_{n+1} et un flux q_n.

3.2. Mesures en banc expérimental

Dans cette l'optique de vérifier les résultats théoriques et d'observer en pratique l'effet d'un changement de flux sur la réponse thermique, des tests ont été réalisés en banc expérimental lors de la seconde série de mesures, précédemment évoquée pour tester

l'influence de la puissance injectée sur la réponse thermique. Pour cela, comme le montre la Figure 1-32, une expérience active a été réalisée en continu durant plus de 29 h à puissance constante (Q = 15W/m) en faisant varier le débit d'eau injecté dans la maquette. La figure 1-32a présente les différents changements de flux opérés lors de l'expérience. Des mesures ont ainsi été acquises pour trois paliers successifs de flux (q_{th1}, q_{th2} et q_{th3}) avant d'imposer un régime sans écoulement (q_{th4} = 0). Le changement de flux n'est pas tout à fait instantané puisque toute variation de charge en entrée et en sortie de maquette entraîne une mise à l'équilibre progressive du niveau d'eau dans le banc. En prenant en compte également des petits aléas techniques lors des changements de flux, on a estimé à une heure la durée nécessaire pour atteindre l'état stationnaire partout dans le banc.

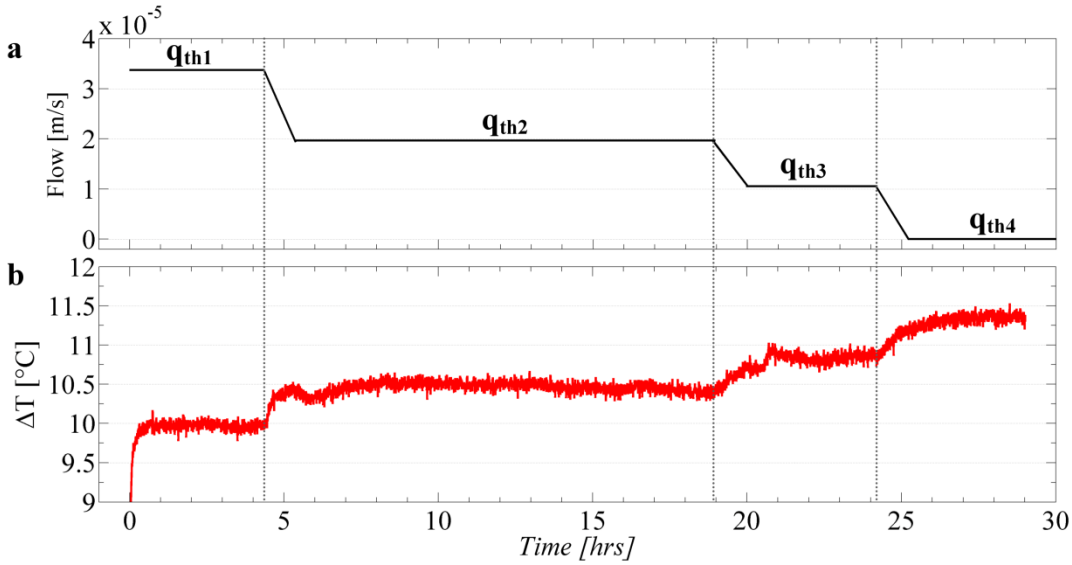


Figure 1-32. a. Afin d'observer l'effet des changements de flux sur l'élévation de température, une expérience de chauffe a été conduite en diminuant progressivement le flux d'eau injectée dans le banc expérimental. b. Evolution de la température mesurée le long de la section DE : chaque changement de flux entraîne une variation de température.

La Figure 1-32b montre l'évolution de température mesurée durant toute la période de chauffe. Les changements de flux apparaissent clairement sur le profil de température, chaque seuil de flux pouvant être associé à un seuil de température. Logiquement, chaque diminution du flux entraîne l'augmentation de la température et une stabilisation de celle-ci, au moins pour les deux premiers seuils q_{th1} et q_{th2}. Cela démontre d'ores et déjà qu'un changement de flux affecte instantanément l'élévation de température et que les mesures peuvent permettre d'identifier des changements de flux au cours de l'expérience. On remarque toutefois que la diminution du flux de q_{th1} ($3.37\text{x}10^{-5}$ m/s) à q_{th2} ($1.96\text{x}10^{-5}$ m/s), correspondant à une baisse de près de 42%, induit une différence de température de moins de 2°C, ce qui assez faible malgré tout. Le signal de température présente également un comportement particulier juste

après certains changements de flux, notamment de $q_{th1} \rightarrow q_{th2}$ et de $q_{th2} \rightarrow q_{th3}$, reflétant les petites difficultés techniques rencontrées en laboratoire pour faire varier le débit.

3.3. Interprétation de la réponse thermique

La Figure 1-33 montre les réponses thermiques modélisées pour chaque flux testé lors de l'expérience. La valeur de ΔT_{FO} considérée est de 7.09°C (0.472.Q) et l'évolution de ΔT_{PM} a été modélisée en considérant une valeur λ=2.8 W/m/K et en faisant varier la valeur de q. Pour le premier seuil, associé à q_{th1}, la réponse thermique est un cas classique où la solution analytique permet de modéliser intégralement l'évolution de ΔT_{PM} (périodes de conduction et d'advection dominantes). À la suite de cela, en considérant un flux égal à q_{th2} dans le modèle, il est possible de prédire la température de stabilisation associé à cette vitesse, ce qui correspond au 2e seuil de débit testé. C'est donc le flux q_{th2} qui conditionne le comportement à long terme indépendamment du flux précédent. Ensuite, bien que l'application du modèle pour q_{th3} permette de prédire la valeur de la température de stabilisation, une erreur plus importante sur l'estimation est observée avec une différence de 0.1°C entre le ΔT_f (q_{th3}) prédit et le ΔT observé avant le changement de flux de $q_{th3} \rightarrow q_{th4}$. Enfin, pour la dernière période (q_{th4}), il semble que l'application du modèle considérant q = 0 m/s ne permette pas de prédire l'évolution de température mesurée dans le banc. Ceci sera discuté par la suite.

Comme lors de l'analyse de l'effet du changement de puissance, le ΔT associé à chaque changement de flux a été estimé en calculant la différence de température avant et après le changement de flux. Cela a mis en évidence que l'élévation de température ΔT calculée et associée aux flux q_{th2}, q_{th3} et q_{th4} était uniquement contrôlée par les transferts de chaleur dans le milieu poreux : les courbes de dérivée-log ne présentent pas la butte caractéristique de l'effet du câble de fibre optique sur la réponse thermique. Ceci est logique puisque la valeur de ΔT_{FO} est indépendante du flux et cohérent avec l'Équation (1.35) qui suggère que l'évolution de température associée à un changement de flux dépend uniquement de ΔT_{PM}. Ceci est également confirmé par le fait que chaque changement de flux est associé à une élévation de température présentant une période de conduction dominante suivie d'une période d'advection dominante, toutes deux clairement identifiées.

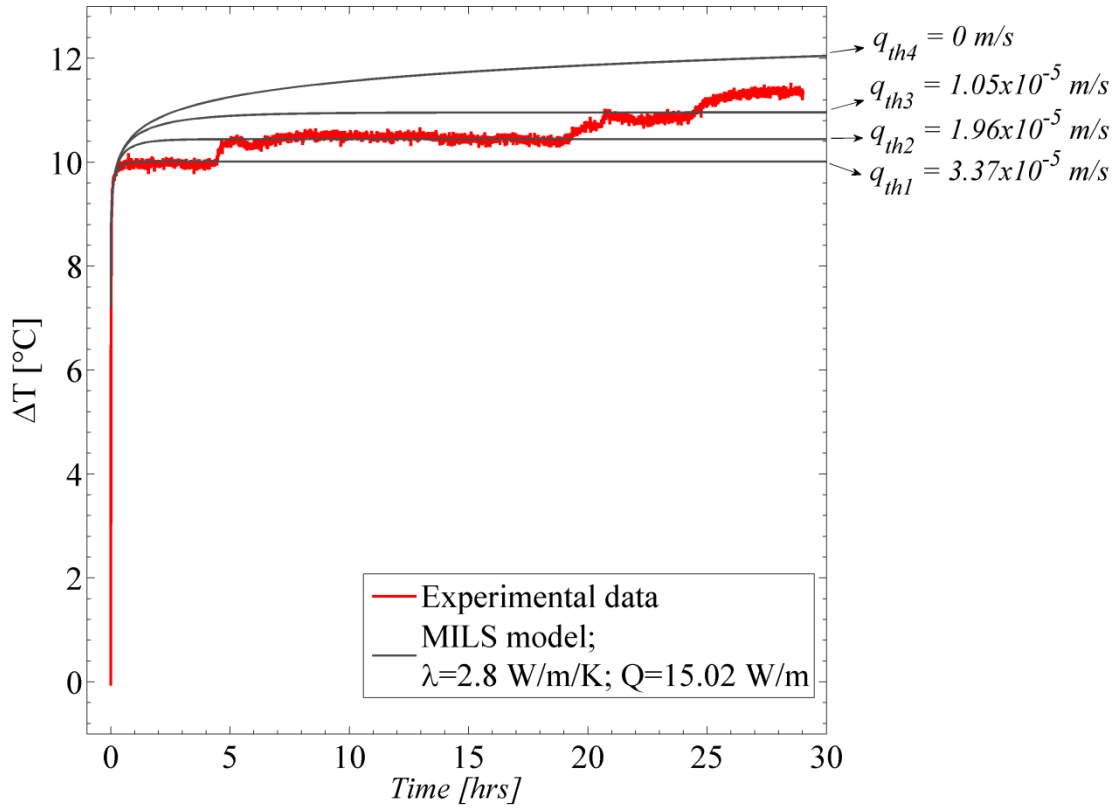
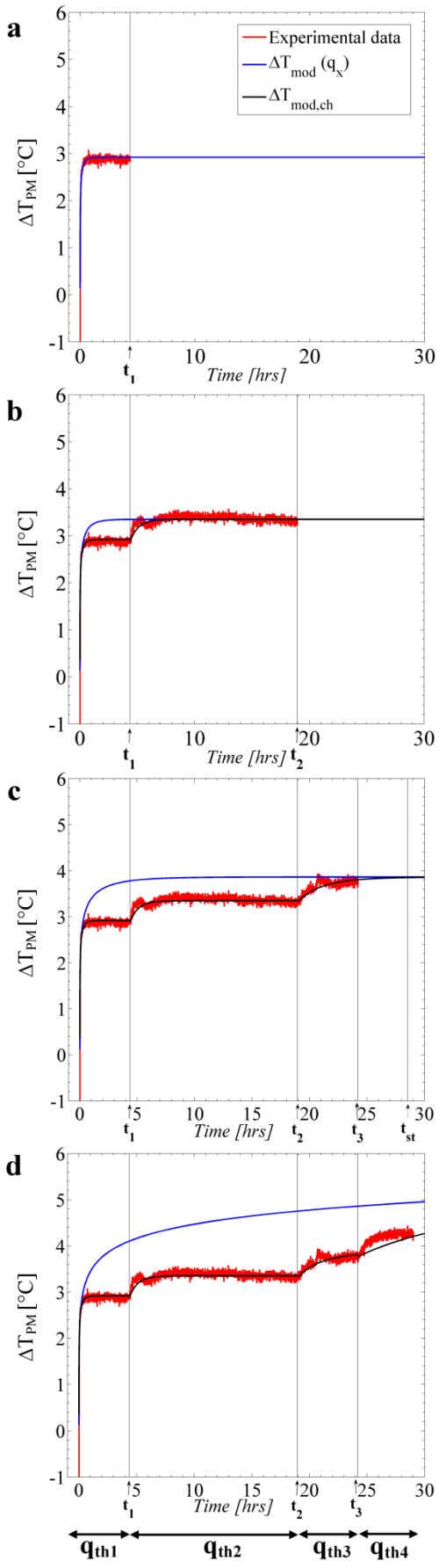


Figure 1-33. Modélisation de la réponse thermique attendue pour chaque valeur de flux testé (courbes noires) et comparaison avec la température mesurée le long de la section DE (courbe rouge).

Ces résultats expérimentaux ont ensuite été utilisés pour vérifier l'Équation (1.35), l'objectif étant de pouvoir modéliser et reconstituer l'ensemble de l'évolution de température mesurée au cours du temps. La Figure 1-34 présente les résultats détaillés de cette modélisation, décrite ici étape par étape. Pour chaque étape, la courbe noire correspond au modèle basé sur l'Équation (1.35), qui s'attache à reconstituer l'évolution de température observée au cours de la période en prenant en compte les changements de flux opérés (noté ici $\Delta T_{mod,ch}$). Ces résultats sont comparés à la température mesurée le long de la section DE (courbe rouge) et aux résultats du modèle MILS, déjà présentées en Figure 1-33, tenant compte uniquement de la valeur du flux à la fin de chaque période ($\Delta T_{PM}(q)$).



→ Pour $t_0<t<t_1$ (Fig. a), c'est-à-dire du début de la chauffe au premier changement de flux, l'évolution de température est modélisée de manière classique telle que :

$$\Delta T_{mod} = \Delta T_{PM}(q_{th1}) \qquad (1.36)$$

→ Pour $t_1<t<t_2$ (Fig. b), l'Équation (1.35) permet de parfaitement reconstituer l'évolution de la température observée suite au changement de flux. Il apparaît également qu'il est non seulement possible d'obtenir ce résultat en considérant la différence entre $\Delta T_{PM}(q_{th2})$ et $\Delta T_{PM}(q_{th1})$ [Équation (1.35)] mais également en modélisant l'évolution $\Delta T_{PM}(q_{th2} - q_{th1})$, de sorte que:

$$\Delta T_{mod,ch} = \Delta T(t_1) + \Delta T_{PM}(q_{th2} - q_{th1}) \qquad (1.37)$$

→ De même pour $t_2<t<t_3$ (Fig. c), il est possible de reproduire l'évolution de température au cours du temps à partir de l'Équation (1.35) ou bien en considérant :

$$\Delta T_{mod,ch} = \Delta T(t_2) + \Delta T_{PM}(q_{th3} - q_{th2}) \qquad (1.38)$$

On remarque ici que la température à $t=t_3$ est mieux prédite par le modèle reconstituant l'ensemble de la réponse thermique, $\Delta T_{mod,ch}$ (courbe noire), que par celui ne tenant pas compte des changements de flux, $\Delta T_{PM}(q_{th3})$ (courbe bleue). Ceci est notamment du au fait que la température de stabilisation n'est pas tout à fait atteinte à $t=t_3$. Il aurait fallu attendre 3,3 h supplémentaires pour qu'elle le soit (t_{st}) et que les 3 courbes se recoupent.

→ Sur le même principe, la température à partir de t_3 a été modélisée (Fig. d), mais on observe cette fois une différence entre la température mesurée et la courbe reconstituée (courbe noire). Cette erreur est très probablement liée au fait que la température de stabilisation n'a pas été tout à fait atteinte au temps t_3.

Figure 1-34. a-d. Reconstitution de la réponse thermique étape par étape en fonction du flux.

3.4. Discussions et Conclusions sur l'effet d'un changement de flux

Les mesures actives en banc expérimental ont donc confirmé et démontré que des changements de flux pendant la période chauffée pouvaient impacter la réponse thermique. Il a ainsi pu être noté qu'un changement de flux impactaient instantanément l'évolution de température. Ce sont deux points tout particulièrement intéressants qui suggèrent que des mesures actives peuvent mettre de suivre et de caractériser la dynamique temporelle des flux.

Au cours des mesures, la diminution des flux a entraîné une élévation de la température, ce qui est cohérent puisque la chaleur produite est dissipée moins efficacement par advection lorsque les écoulements sont plus faibles. Les résultats expérimentaux sont également en accord avec les développements théoriques et confirment que ce changement n'impacte pas les transferts de chaleur au sein du câble de fibre optique. Cela implique que les variations de température induites par des changements de flux peuvent être simplement modélisées par le modèle MILS, comme nous avons pu le montrer. Il apparaît ainsi que chaque variation de flux de $q_n \rightarrow q_{n+1}$ entraîne une variation de température équivalente égale à $\Delta T_{PM}(q = q_{n+1} - q_n)$. Finalement, les résultats ont montré qu'il était possible de modéliser complètement l'évolution de température en fonction du temps mais que les flux pourraient être également estimés en se basant uniquement sur la température de stabilisation ΔT_f, dès lors que celle-ci est atteinte, puisque la conductivité thermique peut être établie dès le début de l'expérience de chauffe.

Dans le cas d'une augmentation de flux durant l'expérience active, on pourrait s'attendre à une diminution de la température puisque des écoulements plus forts vont induire une dissipation plus importante de la chaleur par advection thermique. Les conclusions sur le comportement de la réponse thermique associée à une augmentation du flux devraient être similaires aux conclusions établies ici avec une diminution du flux. On devrait pouvoir modéliser de manière similaires les variations de température induites par une augmentation de flux, d'autant plus que l'Équation (1.32) [$\Delta T_{n+1} = \Delta T_n + \Delta T_{adv,n} - \Delta T_{adv,n+1}$] est vraie que ce soit pour $q_n < q_{n+1}$ ou pour $q_n > q_{n+1}$. Bien entendu, des mesures complémentaires en banc ou des simulations numériques devraient permettre de confirmer ou non cette hypothèse.

Plus généralement, ces résultats sont particulièrement prometteurs et suggèrent la possibilité d'observer des variations de flux au cours du temps. Si le changement est assez durable dans le temps, avec par exemple une variation de $q_n \rightarrow q_{n+1}$ suivie d'une stabilisation de l'écoulement, il sera même possible de quantifier ces variations. Dans tous les cas, comme

on a pu le mesurer, un changement de flux significatif impacte instantanément l'évolution de température. Cela suggère que des changements brefs d'écoulements, c'est-à-dire pas assez durables pour entraîner une nouvelle stabilisation de température, pourront tout de même être détectés et décrits qualitativement (une augmentation de température pouvant être associée à une diminution de flux, et inversement), à défaut d'être quantifiés. Ce point sera discuté plus en détail dans la conclusion générale de ce manuscrit.

4. Conclusions générales du chapitre

Les mesures expérimentales réalisées en laboratoire ont permis d'aller un peu plus loin dans la définition des limites et de l'applicabilité des mesures actives.

[1] Tout d'abord, lors de l'installation du câble chauffant dans le banc expérimental, la configuration avait été pensée pour pouvoir permettre de discuter la question de l'orientation du câble de fibre optique par rapport aux écoulements. Les résultats ont ainsi montré que l'angle formé entre le câble chauffant et le flux pouvait impacter de manière significative la réponse thermique mesurée lors d'expériences actives et induire des erreurs sur l'estimation des flux. En outre, il a été montré que l'orientation du câble n'influence pas les transferts de chaleur au sein du câble de fibre optique ni même la conduction thermique dans le milieu poreux mais affecte directement l'advection de chaleur, cette dernière étant moins efficace dès lors que le câble n'est pas perpendiculaire à l'écoulement. Ainsi, l'orientation du câble impacte l'évolution de température mesurée durant la période d'advection dominante et donc l'élévation de température ΔT_f mesurée une fois la température stabilisée. Cet effet conduira à une sous-estimation de l'intensité de l'écoulement si l'angle α n'est pas connu. En revanche, la conduction thermique n'étant pas impactée par l'orientation du câble, l'estimation de la conductivité thermique sera indépendante de cette orientation.

Enfin, nous avons montré qu'il était possible de modéliser les élévations de température mesurées le long de la section chauffée EF avec le modèle MILS entre considérant un flux égal à $q.\sin\alpha$, α étant la valeur de l'angle formé entre le câble chauffé et les écoulements dans le banc. Il a été émis l'hypothèse que cet effet puisse être imputé au fait que la source de chaleur soit répartie le long d'une ligne verticale. Toutefois, des mesures complémentaires ou de nouvelles modélisations devront être réalisées pour aller plus loin sur cette question.

[2] Ensuite, les mesures en banc ont permis de valider la proportionnalité entre la valeur de ΔT et la puissance injectée Q, ce qui n'avait pas été vérifié dans des premiers tests. Les résultats ont mis en évidence que cette relation existe tout au long de la période de chauffe

démontrant que ΔT_{FO} et ΔT_{PM} sont tous deux directement proportionnels à la puissance Q. L'expérience en laboratoire a également permis de quantifier la valeur de ΔT_{FO} en validant la relation $\Delta T_{FO} \approx 0.472Q$ pour au moins trois puissances injectées (~10, 15 et 20 W/m). Cette équivalence peut être un guide pour les prochaines expériences réalisées avec la même référence de câble de fibre optique même s'il n'est pas garanti que cette valeur ne varie pas selon les conditions de terrain.

[3] Finalement, les mesures expérimentales ont confirmé et démontré que des changements de flux pendant la période chauffée pouvaient impacter la réponse thermique. Il a ainsi pu être noté qu'un changement de flux impactaient instantanément l'évolution de température. Ce sont deux points tout particulièrement intéressants qui suggèrent que des mesures actives peuvent mettre de suivre et de caractériser la dynamique temporelle des flux, ce qui ouvre de nouvelles perspectives pour l'application de la méthode. Les résultats montrent qu'il est possible à partir du modèle analytique de modéliser intégralement au cours du temps les variations de température induites par des changements de flux, ce qui est un résultat considérable pour le suivi de la dynamique temporelle des écoulements. Ainsi, si le changement est assez durable dans le temps, il sera possible de quantifier les variations de flux. Si ce n'est pas le cas, et que la température ne peut pas se stabiliser, il n'en demeure pas moins qu'un changement de flux significatif devrait tout de même impacter instantanément l'évolution de température. Cela suggère que des changements brefs d'écoulements pourront tout de même être détectés et décrits qualitativement (une augmentation de température pouvant être associée à une diminution de flux, et inversement), à défaut d'être quantifiés.

Conclusion générale de la Partie 1

Le premier volet de ce travail s'est attaché au développement et à la validation de méthodes permettant d'interpréter les données acquises lors d'expériences actives de mesures distribuées de température par fibre optique. En effet, alors que les méthodes actives sont utilisées depuis quelques années maintenant pour caractériser la variabilité des écoulements en milieu souterrain, il apparaissait que les différentes méthodes d'interprétation proposées dans la littérature, qui devaient permettre de quantifier les flux d'eau souterrains, présentaient de fortes limites et incertitudes limitant leur application et la généralisation des méthodes actives pour caractériser les écoulements.

Dans ce contexte, nous avons donc proposé de nouveaux développements théoriques qui ont permis de comprendre et de décrire précisément les différents régimes thermiques et paramètres associés contrôlant l'élévation de température durant les expériences actives. Ces résultats nous ont ainsi conduits à développer et proposer deux méthodes d'interprétation permettant d'estimer à la fois la conductivité thermique du milieu poreux et les flux de manière distribuée le long des sections de câble chauffées.

Par la suite, des mesures actives ont été réalisées en laboratoire en déployant des câbles de fibre optique chauffant dans un banc expérimental. Ces résultats expérimentaux nous ont tout d'abord permis de valider les résultats théoriques décrivant les différents transferts thermiques contrôlant l'évolution de température au cours des périodes de chauffe et également de valider les deux méthodes d'interprétation développées à partir des simulations numériques.

Les mesures en laboratoire nous ont également permis d'aborder la question de la représentativité des mesures de température acquises avec les unités DTS, notamment celles collectées lors des expériences actives. Cela nous a conduits à proposer et à comparer différentes approches permettant d'estimer la résolution spatiale effective des mesures DTS lors de tests en laboratoire ou sur le terrain. Toujours à partir des mesures en laboratoire, la question de l'orientation du câble chauffé par rapport aux écoulements a pu ensuite être abordée. Il s'est avéré que l'angle formé entre le câble et le flux pouvait impacter de manière significative la réponse thermique et donc conduire à une sous-estimation des écoulements. Enfin, ces expériences ont également permis de montrer le potentiel de la méthode pour

mesurer la dynamique temporelle des écoulements. Ce point est particulièrement intéressant et permet de dire que des mesures actives permettent non seulement de mesurer de manière distribuée les écoulements mais peuvent également permettre de suivre et de caractériser leurs variations temporelles, voire même de les quantifier, sous certaines conditions.

Finalement, la combinaison des simulations numériques et des expériences en laboratoire a permis de proposer un cadre théorique, général et précis à l'application des méthodes actives de mesures distribuées de température. Les résultats ont ainsi permis de mettre en évidence la large gamme de flux pouvant être investiguée avec l'approche développée et les très bonnes précisions obtenues lors de l'estimation des flux. Tous ces points font que les mesures actives, couplées aux méthodes d'interprétation développées, offrent de nouvelles perspectives particulièrement prometteuses quant à la caractérisation des écoulements et leur distribution en milieu souterrain.

Dès lors, au vu du fort potentiel de la méthode pour la quantification des écoulements, nous nous intéresserons dans la seconde partie de ce manuscrit à l'application et la réalisation d'expériences actives en rivière. Nous verrons ainsi comment, en déployant des câbles chauffants dans les sédiments d'un cours d'eau, il est possible de caractériser les interactions nappe/rivière à partir de mesures distribuées de flux le long de ces câbles. À la suite de ces applications, nous proposerons une discussion générale sur les apports et les limites des méthodes actives pour quantifier les écoulements, et notamment les interactions nappe/rivière. Cette partie reprendra et synthétisera plus en détail les résultats de cette première partie.

Volet 2

Introduction

Le second volet de la thèse s'est concentré sur la caractérisation des échanges nappe/rivière via l'utilisation des méthodes actives de mesures distribuées de température, détaillées et développées dans la partie précédente. Avant cela, nous proposons dans ce chapitre introductif de présenter les interactions nappe/rivière à différentes échelles, de comprendre leur origine et leur dynamique spatiale et temporelle, et de montrer le rôle essentiel de ces interactions d'un point de vue hydro(géo)logique, écologique ou encore biogéochimique. Cela conduira à comprendre l'importance de la caractérisation et de la quantification de ces échanges, malgré le défi que cela représente au vu de leur forte variabilité spatiale et temporelle.

1. Origine de l'eau des rivières

D'où vient l'eau des rivières ?

Le ou la non-initié·e répondra intuitivement « de la pluie », « de la source », « des montagnes » (à moins bien sûr de tomber sur un·e hydrogéologue aguerri·e). Et ces réponses sont en partie vraies. Toutefois, l'eau d'une rivière tient également son origine des échanges existant entre la nappe d'eau souterraine et cette rivière. Moins connus, car invisibles la plupart du temps, ces échanges apparaissent comme un élément clé du cycle hydrologique, notamment car elle conditionne de nombreux processus essentiels au fonctionnement des hydrosystèmes.

Les rivières, et les eaux surfaciques dans leur ensemble, sont la résultante de plusieurs mécanismes qui contribuent à transporter l'eau des précipitations depuis leur point de chute jusqu'à l'exutoire du bassin versant (Freeze, 1974; Freeze & Cherry, 1979; Hewlett, 1970; Horton, 1933; Marsily, 1976; Winter, 2007). Les principaux mécanismes responsables du transfert de l'eau de pluie à travers le bassin versant sont résumés dans la Figure ii-1. En plus de l'eau qui précipite directement à la surface de la rivière, le débit dans les cours d'eau est principalement dû à trois phénomènes : le ruissellement de surface, les processus d'écoulements de subsurface et les processus d'écoulements souterrains.

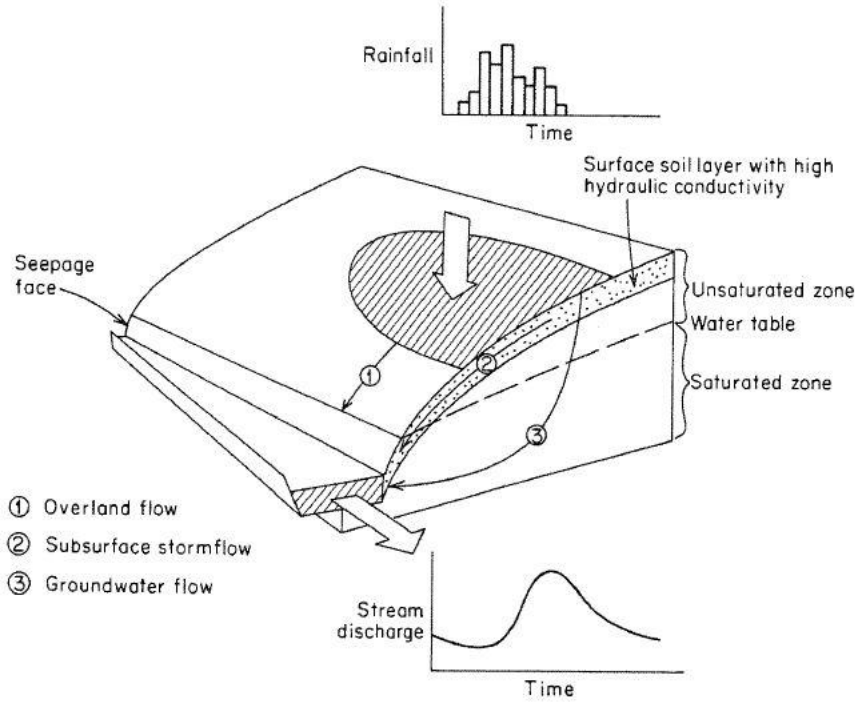


Figure ii-1. De l'eau de pluie à l'eau de rivière : mécanismes principaux impliqués à l'échelle du bassin versant [depuis Freeze & Cherry (1979; p.218)]

Alors que le ruissellement de surface a lieu lorsque la capacité d'infiltration du sol est dépassée (typiquement en cas d'orages ou en présence de sols imperméables), les processus d'écoulements de subsurface et souterrains sont basés sur l'infiltration de l'eau de pluie dans le sol. Les écoulements de subsurface correspondent aux écoulements latéraux ayant lieu dans la zone non saturée (typiquement les premiers horizons du sol) et qui suivent généralement la topographie en rejoignant les bas topographiques où ils alimentent les eaux surfaciques. Les écoulements souterrains ont lieu lorsque l'eau s'infiltre plus en profondeur jusqu'à atteindre la zone saturée. On entend par zone saturée la zone du sous-sol où l'eau occupe la totalité des vides disponibles dans les interstices des roches formant ainsi une nappe d'eau souterraine. L'aquifère désigne dès lors une formation géologique assez perméable pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe (Marsily, 1976).

Les nappes d'eau circulent donc dans l'aquifère depuis les zones de recharge jusqu'à leur exutoire. Dans la plupart des cas, les nappes trouvent leur exutoire dans les zones basses de la topographie, à savoir les fonds de vallée ou le littoral. Ainsi, les fonds de rivière s'avèrent être des interfaces connectant les eaux souterraines circulant dans les aquifères et les eaux de surface. Ces transferts permettent pour partie d'expliquer comment les rivières voient leur débit augmenter progressivement de l'amont vers l'aval des bassins versants qu'elles traversent.

2. De l'importance des interactions nappe/rivière : rôle clé de la zone hyporhéique

L'identification et la quantification des échanges nappe/rivière sont devenues des enjeux majeurs en matière de compréhension et d'appréhension des ressources en eau, au vu de leurs impacts qualitatifs et quantitatifs sur cette ressource. Ainsi les eaux souterraines, en alimentant les rivières, jouent un rôle prépondérant dans le maintien d'un débit d'étiage en périodes de basses eaux et contribuent au tamponnage thermique des eaux de surface. De ce fait, elles participent au maintien et à la préservation des écosystèmes aquatiques (Brunke & Gonser, 1997; Sophocleous, 2002; Winter et al., 1998). Ces échanges peuvent également influencer la qualité de l'eau car ils impliquent le transport potentiel de contaminants d'un compartiment à l'autre. De fait, il a été notamment démontré que les produits azotés et phosphorés peuvent être transportés depuis les zones agricoles vers les rivières par l'intermédiaire des nappes souterraines, pouvant causer notamment l'eutrophisation des cours d'eau (Paerl, 1997).

De plus, l'interface entre la nappe souterraine et la rivière a fait l'objet d'une attention particulière ces dernières années (Lewandowski et al., 2019). Initialement abordée comme une simple zone de transition, cette interface est aujourd'hui considérée comme une zone à part entière, siège de processus biogéochimiques majeurs. Définie initialement par White (1993) comme étant l'ensemble des sédiments saturés en eau situés au dessous et à côté d'une rivière, la zone hyporhéique a été depuis sujette à de nombreux débats afin de la définir au mieux (Brunke & Gonser, 1997), débats reflétant la complexité de cette zone en matière de fonctionnement et de dynamisme (Lewandowski et al., 2019). De manière générale, la zone hyporhéique fait référence à la zone saturée où se rencontrent et se mélangent les eaux surfaciques et les eaux souterraines. C'est donc une zone de transition à l'interface de deux écosystèmes aux caractéristiques très différentes (Brunke & Gonser, 1997), ce qui lui confère des propriétés physiques et chimiques spécifiques et offre un environnement propice au développement de nombreuses espèces animales et végétales (Krause et al., 2009)[1]. Les spécificités physiques et chimiques de cette zone de mélange ont conduit de nombreuses communautés scientifiques à s'y intéresser (écologues, hydrologues, hydrogéologues, microbiologistes, géomorphologues, biogéochimistes…) (Lewandowski et al., 2019).

La zone hyporhéique est donc le lieu de rencontre des eaux souterraines et des eaux surfaciques, qui présentent toutes deux des signatures physico-chimiques très différentes. C'est le mélange de ces deux eaux qui confère à la zone hyporhéique des propriétés physiques et biogéochimiques très spécifiques (Brunke & Gonser, 1997; Cardenas, 2015; Krause et al., 2009). Les eaux souterraines présentent généralement une signature physico-chimique relativement stable dans le temps et leur composition chimique (notamment en fer, en sulfates, en silice, en calcaire, etc.) dépend directement de la nature géologique des terrains traversés. De leur côté, les eaux de rivière sont un mélange d'eau de pluie, d'eau de ruissellement et d'eau souterraine. Leur signature physico-chimique est donc le reflet de ces trois sources, proportionnellement à leur contribution au débit de la rivière. Les eaux de rivière peuvent présenter des variabilités spatiales et sont, de surcroît, particulièrement sensibles aux variations météorologiques. Même si les compositions chimiques respectives des eaux de rivière et des eaux de nappe peuvent varier selon la région et le contexte géologique, il n'en reste pas moins que, dans un contexte donné, les signatures physico-

[1] Basée sur la définition initiale proposée par Krause et al. (2009) : « the saturated transition zone between surface water and groundwater bodies that derives its specific physical (e.g. water temperature) and biogeochemical (e.g. steep chemical gradients) characteristics from active mixing of surface and groundwater to provide a habitat and refugia for obligate and facultative species"

chimiques des ces deux entités vont présenter de nettes différences en grande partie à l'origine de la richesse de la zone hyporhéique.

Tout d'abord, la zone hyporhéique joue un rôle majeur pour les écosystèmes aquatiques (Brunke & Gonser, 1997). Elle est un lieu d'habitat pour de nombreux organismes benthiques, invertébrés et petits poissons et s'avère notamment le support de nombreuses frayères de poissons, comme le saumon par exemple (Malcolm et al., 2004). Elle constitue ainsi un véritable refuge pour les juvéniles au vu du peu de prédateurs présents. Les apports d'eau par la nappe confèrent des conditions idéales pour le développement des organismes aquatiques (végétaux ou animaux). En effet, l'eau souterraine présentant une température relativement stable au cours du temps (en moyenne 13 °C), les exfiltrations de nappe régulent la température de la rivière et ont un rôle tampon notamment pendant les périodes chaudes, supportant ainsi la vie aquatique.

En plus du contraste net de température entre l'eau de la rivière et l'eau de la nappe, les deux compartiments présentent également des différences marquées de concentrations en oxygène dissous ; la concentration dans les rivières est à l'équilibre avec la concentration atmosphérique tandis que l'eau des nappes présente des concentrations très faibles, voire nulles, en oxygène dissous (Malard & Hervant, 2001). Cela induit de forts gradients verticaux de température et de concentration en oxygène dissous au niveau des zones d'infiltration et d'exfiltration. Ces gradients influencent directement la répartition spatiale des espèces en fonction de leur optimum de température et leur tolérance thermique (Jobling, 1997) et de leur exigence en matière d'oxygène (Davis, 1975). Cette large variabilité de propriétés fait que les zones hyporhéiques sont de véritables réservoirs de biodiversité.

Enfin, la zone hyporhéique est un lieu de refuge pour les organismes benthiques lors de vagues de chaleur, de périodes de sécheresse ou au contraire en périodes de crue car les épisodes « extrêmes » sont toujours moins forts en profondeur dans les sédiments de la rivière.

Ensuite, la zone hyporhéique est une région d'intense activité biogéochimique (Boano et al., 2014; Brunke & Gonser, 1997; Grimm & Fisher, 1984; Harvey & Gooseff, 2015; Krause et al., 2017). Elle est considérée comme une zone de refuge pour le biofilm (Battin et al., 2016; Fischer et al., 2005) qui se développe sur les sédiments. Les gradients d'oxygène et de température ainsi que la présence de nombreux nutriments et de carbone (transportés depuis la nappe ou infiltrés depuis la rivière) font que les sédiments sont le support d'une communauté

diversifiée et riche de micro-organismes. Les biofilms de la zone hyporhéique sont considérés comme des éléments cruciaux des cycles biogéochimiques du carbone, de l'azote et du phosphore (Boulton et al., 1998). Ils dégradent et consomment de grandes quantités de matière organique, de nutriments, de particules fines, etc. et notamment les nitrates transportés par l'eau dans les sédiments. Ils jouent ainsi un rôle clé dans les processus de dénitrification des eaux (Duff & Triska, 2011; Mulholland et al., 2008; Triska et al., 1993). De manière générale, ils contribuent à la dégradation de nombreux polluants (comme les hydrocarbures, les éthers, les pesticides, les solvants chlorés, etc.), mais aussi de microplastiques. La zone hyporhéique supporte donc le rôle épurateur des rivières et participe à l'amélioration et/ou au maintien de la qualité de l'eau.

Pour résumer, la zone hyporhéique, lieu de rencontre des eaux de surface et des eaux souterraines, présente des propriétés physiques et chimiques spécifiques. Cette interface apparaît comme le refuge de nombreuses espèces aquatiques animales et végétales et le lieu de nombreuses réactions biogéochimiques essentielles au maintien et à l'amélioration de la qualité de la rivière. La caractérisation spatiale des interactions nappe/rivière, en plus d'être essentielle en matière de gestion de la ressource en eau, apparaît donc comme un enjeu majeur au vu de l'importance de la zone hyporhéique dans le bon fonctionnement des écosystèmes aquatiques. Cependant, la caractérisation de ces échanges demeure particulièrement difficile du fait notamment de leur forte variabilité spatiale et temporelle (Flipo et al., 2014; Kalbus et al., 2009; Sophocleous, 2002; Stonedahl et al., 2010).

3. Dynamique des échanges nappe/rivière

3.1. Origine des écoulements

Il apparaît donc que les nappes souterraines, qui se rechargent via les infiltrations d'eau depuis des hauts topographiques, viennent alimenter les rivières en eau dans les bas topographiques. Toutefois, les relations régissant les rivières et les nappes sont plus complexes que ce simple rapport haut/bas topographique. En fait, les écoulements souterrains, et par extension les écoulements à l'interface nappe/rivière, sont contrôlés conjointement par par des facteurs hydrogéologiques, des facteurs topographiques et des facteurs climatiques (Sophocleous, 2002; Tóth, 1963; Winter et al., 1998).

Dans un premier temps, la topographie joue un rôle majeur dans le contrôle des écoulements puisqu'elle contraint le gradient hydraulique, souvent défini comme le principal

moteur des écoulements puisqu'il contrôle leur sens (Winter et al., 1998). À l'interface nappe/rivière, il est donc possible de connaître le sens des écoulements en estimant le gradient hydraulique entre ces deux compartiments, ce dernier étant dépendant de la différence entre la hauteur dans la rivière et le niveau dans l'aquifère.

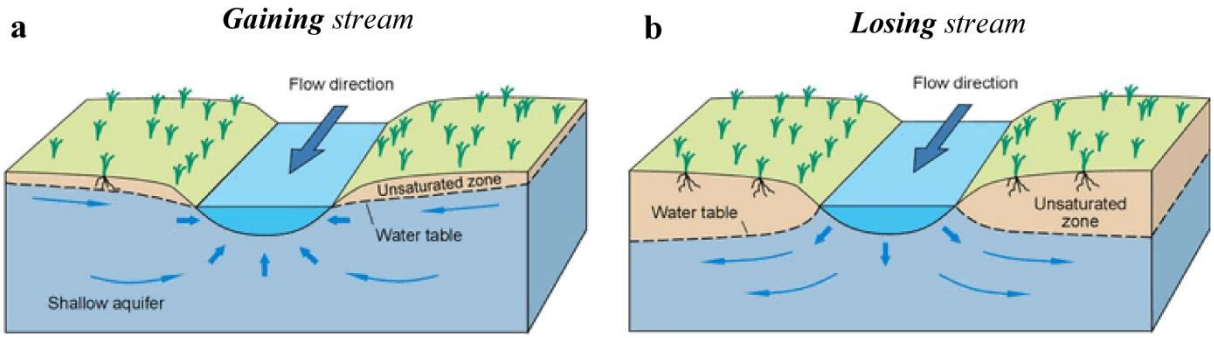


Figure ii-2. La différence de charge entre la rivière et la nappe conditionne le sens d'écoulement de l'eau : a. de la nappe vers la rivière ; b. de la rivière vers la nappe [modifié depuis (Winter et al., 1998)]

Ainsi, comme le montre la Figure ii-2, selon les niveaux d'eau dans la rivière et dans la nappe, on distingue généralement les cas où :

a- la nappe alimente la rivière (Figure ii-2a), ce qui se produit quand le niveau de la nappe est supérieur au niveau de la rivière. On parle alors de « Gaining Stream », puisque la rivière est alimentée par la nappe.

b- la rivière alimente la nappe (Figure ii-2b), ce qui se produit quand le niveau de la nappe est inférieur au niveau de la rivière. On parle alors de « Losing Stream », puisque l'eau de la rivière se déverse dans l'aquifère sous-jacent (Peterson & Wilson, 1988; Sophocleous, 2002; Winter, 2007; Woessner, 2000).

Dans certaines configurations, la nappe et la rivière peuvent également être « déconnectées », notamment lorsqu'une formation imperméable existe sous le lit de la rivière.

Ensuite, bien que la topographie, ou le gradient hydraulique, définisse le sens des écoulements, la géologie joue elle aussi un rôle majeur dans leur contrôle. En effet, les propriétés géologiques du sous-sol contraignent la conductivité hydraulique des structures et contrôlent ainsi l'intensité des écoulements (White, 1993). À ce titre, de nombreuses méthodes de caractérisation des flux reposent sur la définition conjointe du gradient et de la conductivité hydrauliques, permettant de caractériser à la fois le sens et l'intensité des écoulements. Cependant, le gradient et la conductivité hydrauliques peuvent tous deux connaître une forte variabilité à différentes échelles de temps et d'espace (Cardenas, 2015;

Stonedahl et al., 2010), rendant difficile la caractérisation des écoulements, et tout particulièrement à l'interface nappe/rivière.

3.2. Dynamique spatiale des interactions nappe/rivière

3.2.1. Une question d'échelle

La dynamique spatiale des échanges entre les nappes et les rivières est donc dépendante de facteurs hydrogéologiques et de facteurs topographiques intervenant à différentes échelles spatiales dans le contrôle de cette dynamique (Sophocleous, 2002; Tóth, 1963; Winter et al., 1998). Bien sûr, la géologie et la topographie sont souvent corrélées. La Figure ii-3 présente un aperçu général des principaux facteurs contrôlant les échanges nappe/rivière et l'échelle spatiale à laquelle ils interviennent. Les interactions nappe/rivière dépendent avant tout des écoulements régionaux dans les aquifères, tandis que les caractéristiques morphologiques (du cours d'eau et du lit de la rivière) et hydrogéologiques (conductivités hydrauliques de la nappe et du lit de la rivière) contrôlent davantage les écoulements à l'échelle intermédiaire et à l'échelle locale. (Woessner, 2000).

Pour la suite, le choix a donc été fait de décrire les processus à trois échelles différentes :

- L'échelle locale désignera les processus (d'écoulement) ayant lieu à l'échelle du lit de la rivière ou de la zone hyporhéique.
- L'échelle « intermédiaire » désignera les processus se produisant à l'échelle du tronçon de la rivière (« reach scale »), de la plaine alluviale ou bien du champ proche de la rivière. Ce terme désigne plus généralement l'échelle pour laquelle les échanges sont contrôlés par le niveau ambiant dans la nappe proche de la rivière.
- L'échelle du bassin versant ou l'échelle régionale regroupera les processus à l'échelle d'un sous-bassin versant ou même de plusieurs bassins versants. On pourra alors parler de processus à l'échelle des hydrosystèmes.

Cette nomenclature et les ordres de grandeurs associés ont été notamment décrits par Brunner et al. (2017). Il faut toutefois noter que cette nomenclature n'est pas universelle et peut varier d'un·e auteur·e à l'autre en fonction du site d'étude et du contexte géologique (Blöschl & Sivapalan, 1995; Dahl et al., 2007; Flipo et al., 2014; Mouhri et al., 2013).

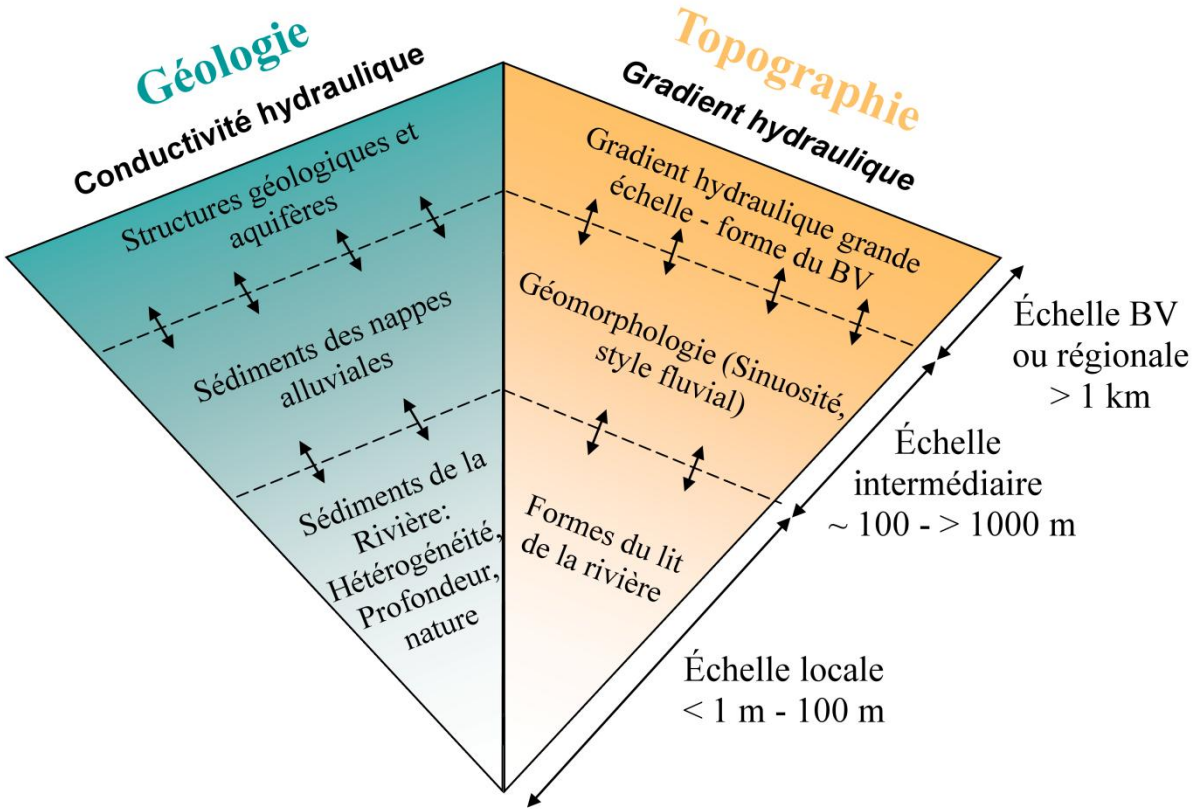


Figure ii-3. Synthèse des principaux facteurs géologiques et topographiques influençant les échanges nappe/rivière.

3.2.2. Le sens des écoulements sous contrôle de la topographie

Comme le suggère la Figure ii-3, la topographie est donc l'un des facteurs majeurs contrôlant la variabilité spatiale des échanges nappe/rivière. Les gradients topographiques contrôlent les chemins d'écoulement depuis le lit de la rivière jusqu'à l'échelle régionale (Wörman et al., 2007).

3.2.2.1. Topographie à l'échelle du bassin versant ou à l'échelle régionale

Les arrivées d'eau souterraine sont avant tout contrôlées par les écoulements régionaux dans les aquifères. Il est en effet important de garder à l'esprit que les rivières, et les eaux surfaciques plus généralement, sont les exutoires des nappes. La topographie des bassins versants jouent un rôle majeur dans ces écoulements en contrôlant les écoulements souterrains depuis les hauts topographiques jusqu'aux bas topographiques. D'un point de vue conceptuel, le réseau hydrographique apparaît à cette échelle comme un réseau de drainage des eaux souterraines (Balleau, 1988; Flipo et al., 2014; Harvey & Gooseff, 2015; Pinder & Sauer,

1971; Tóth, 1963) où les grandes structures hydrogéologiques sont orientées vers les plaines alluviales et leurs rivières.

Depuis les zones de recharge jusqu'à leur exutoire, les eaux s'écoulent donc dans le domaine souterrain. Sur ce principe, Tóth (1963) a défini trois niveaux d'écoulement dans les aquifères en fonction de la distance entre la zone de recharge et la zone de décharge comme le montre la Figure ii-4a : des écoulements locaux, qui ont lieu lorsque les zones de recharge sont proches des zones d'exfiltration et des écoulements intermédiaires et régionaux, qui ont lieu lorsque la distance entre la zone de recharge et la zone d'exfiltration augmente. Ces différents niveaux d'écoulement influencent directement le temps de résidence des eaux dans le compartiment souterrain comme le montre la Figure ii-4b, et donc indirectement la chimie de l'eau.

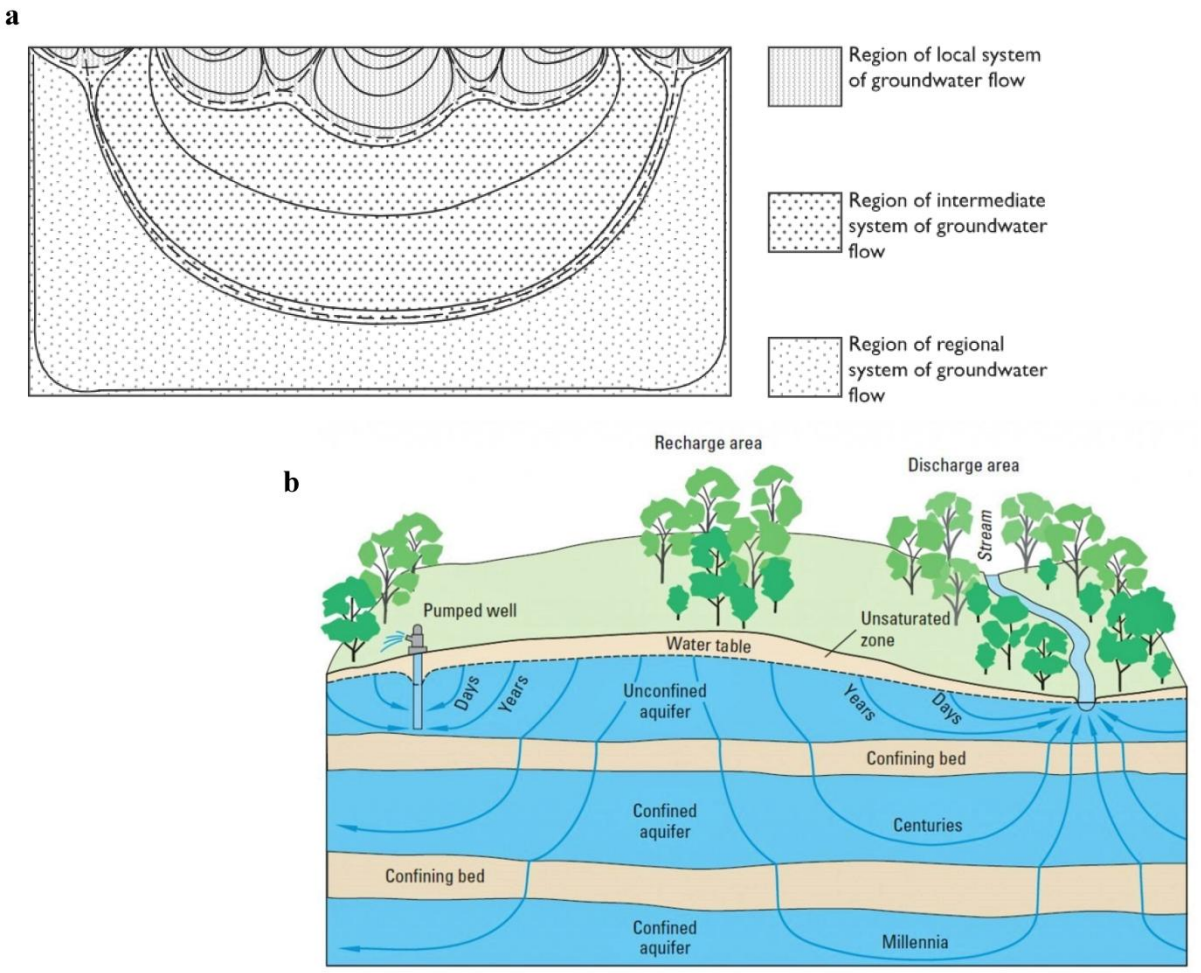


Figure ii-4. Effet de la topographie du bassin versant sur les écoulements souterrains. a. Selon la topographie, les eaux circulent dans le domaine souterrain à trois niveaux : local, intermédiaire et régional [modifié d'après Tóth (1963)] ; b. d'un autre point de vue, la position de la zone de recharge sur le bassin versant, en lien direct avec la topographie, conditionne également le temps des résidences des eaux dans le domaine souterrain [modifié d'après Winter et al. (1998)]

Ainsi, la forme générale du bassin versant et les variations de topographie entre sa crête et son exutoire vont avoir une répercussion directe sur les écoulements et donc sur les interactions nappe/rivière (Freeze, 1974; Freeze & Cherry, 1979; Harvey & Bencala, 1993; Sophocleous, 2002; Tóth, 1963; Winter, 2007). Il est donc possible de relier les niveaux d'écoulement dans le domaine souterrain et la topographie des bassins versants. Ainsi, les systèmes d'écoulements locaux prédominent les échanges dans les zones de fort relief et sont généralement connectés à des petites rivières, des zones humides ou encore de petits étangs. Au contraire, les écoulements dans les zones de faibles variations topographiques, comme les plaines ou les bassins sédimentaires, sont majoritairement dominés par des systèmes d'écoulement intermédiaires ou régionaux, connectés à des fleuves, des océans ou des lacs (Sophocleous, 2002).

À l'échelle du bassin versant, cela implique une véritable dynamique spatiale et des comportements différents bien marqués entre l'amont et l'aval (Winter, 2007). En amont, au niveau des têtes de bassin versant, les forts reliefs induisent des gradients hydrauliques importants et les écoulements sont majoritairement locaux. Les faibles surfaces drainées font que les apports d'eau souterraine contribuent largement au débit de la rivière, comparés aux apports par ruissellement ou aux écoulements de subsurface. Les rivières de tête de bassin versant sont donc très sensibles aux variations météorologiques et directement dépendantes des précipitations. Au contraire, dans les zones plus en aval, la rivière est connectée à des écoulements souterrains intermédiaires ou régionaux. Les volumes d'eau échangés dans ces interfaces sont beaucoup plus importants qu'en amont, mais la contribution des eaux souterraines au débit total de la rivière est à relativiser par rapport aux écoulements de subsurface notamment (les surfaces drainées étant beaucoup plus importantes). Les temps de résidence des eaux dans le domaine souterrain étant beaucoup plus importants, pouvant atteindre plusieurs milliers d'années comme le suggère la Figure ii-4b, l'eau exfiltrée aura des propriétés physico-chimiques très différentes que celle en amont. Elle portera ainsi la signature chimique des roches traversées.

3.2.2.2. Morphologie du lit de la rivière, l'échelle intermédiaire

3.2.2.2.1. Morphologie du lit de la rivière et écoulements souterrains

À une échelle plus intermédiaire, la variabilité spatiale des interactions nappe/rivière dépend de la morphologie de la rivière (Larkin & Sharp, 1992; Mojarrad et al., 2019; Woessner, 2000; Wondzell et al., 2019). En effet, cette dernière façonne directement la

position des interfaces nappe/rivière. En fonction de cette morphologie, les écoulements souterrains peuvent être parallèles ou perpendiculaires aux écoulements surfaciques (Larkin & Sharp, 1992). Dans le second cas, la configuration sera propice aux échanges entre la nappe et la rivière et le sens d'écoulement sera dépendant du gradient local entre les deux compartiments.

Ceci a notamment été illustré par Woessner (2000) comme le montre la Figure ii-5. Il a mis en évidence que la morphologie d'une rivière influençait directement la nature des échanges en contrôlant la position des interfaces nappe/rivière. En fonction du gradient local, on observe ainsi, pour des conditions hydrologiques similaires, des tronçons de rivières alimentés par la nappe (gaining reach) ou au contraire, des tronçons où la rivière s'infiltre et alimente la nappe (losing reach). À cela s'ajoutent des cas de figure plus particuliers directement induits par les facteurs géomorphologiques. Les écoulements souterrains vont ainsi « traverser » la rivière ou son lit (Flow-through reach) lorsqu'ils sont perpendiculaires à celle-ci et qu'une des berges présente une charge inférieure au niveau de la nappe alors que la seconde présente une charge supérieure.

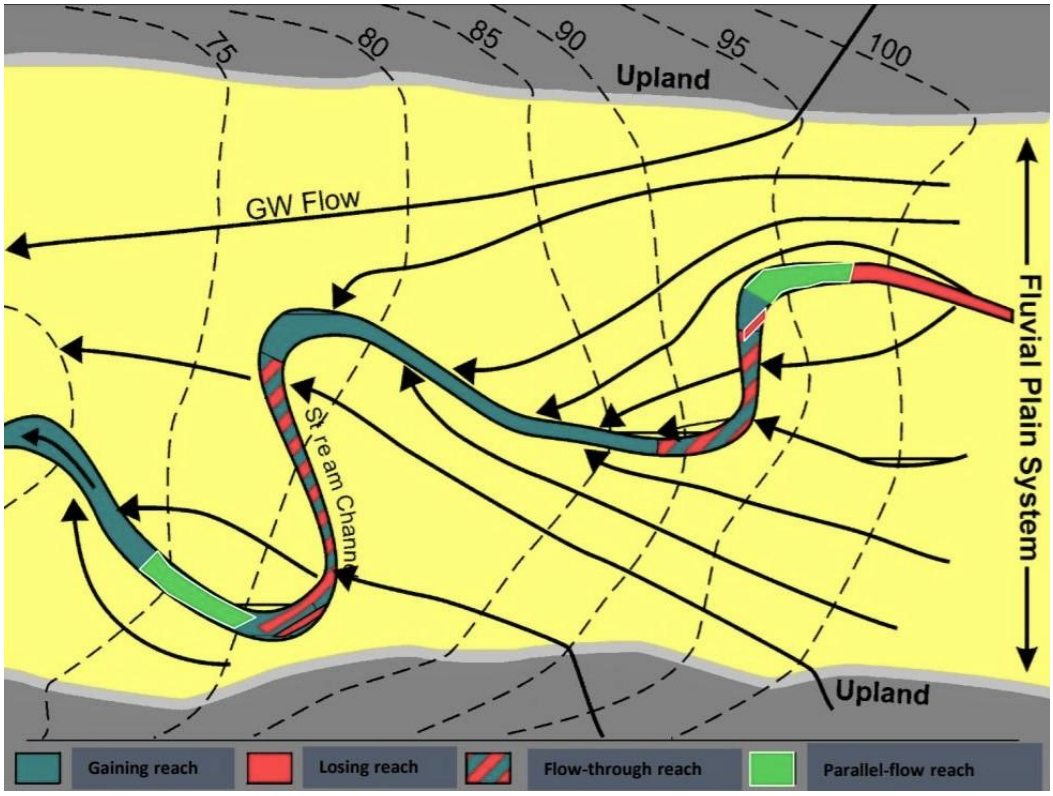


Figure ii-5. La morphologie de la rivière influence la position des interfaces nappe/rivière à l'échelle de la plaine alluviale et par conséquent la nature des relations nappe/rivière [modifié d'après une présentation orale de Woessner (2015) disponible en ligne ; figure elle-même extraite de Woessner (2000)]

3.2.2.2.2. Styles Fluviaux et recirculations souterraines

En plus de contrôler la position des interfaces entre les écoulements souterrains et les écoulements surfaciques, la morphologie de la rivière peut entraîner et contrôler des recirculations d'eau locales, qui vont venir se superposer aux interactions avec le domaine souterrain. Ceci a été illustré par Magliozzi et al. (2018) (Figure ii-6) qui a représenté comment les différents styles fluviaux influençaient les recirculations d'eau de la rivière vers la nappe. Dans le cas de chenaux multiples (rivières en tresses ou anastomosées), les gradients hydrauliques sont très variables dans l'espace, ce qui induit des infiltrations et des exfiltrations d'eau de rivière à des échelles très locales. Il en est de même pour les cours d'eau à chenal unique présentant une structure en méandres et pour lesquels la morphologie conduit l'eau de la rivière à s'infiltrer en amont du méandre et à le traverser (Boano et al., 2006, 2010; Cardenas et al., 2004; Cardenas, 2009; Gerecht et al., 2011; Gomez-Velez et al., 2017; Revelli et al., 2008). Ces recirculations contribuent à étendre latéralement la zone hyporhéique dans le méandre et suggère que celui-ci pourrait être le siège de processus biogéochimiques similaires à ceux observés dans le lit de la rivière (Peterson & Sickbert, 2006).

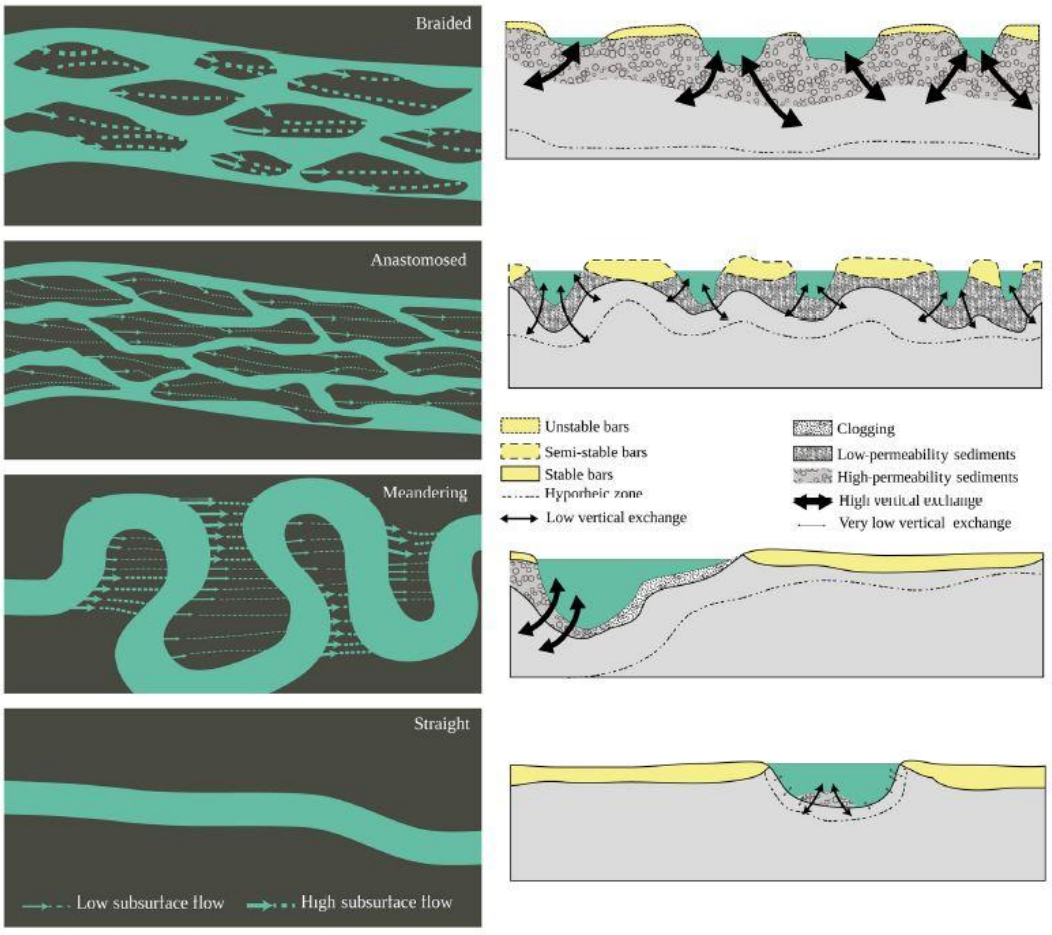


Figure ii-6. Effet de la morphologie du cours d'eau et des différents styles fluviaux sur les recirculations d'eau dans la nappe [d'après (Magliozzi et al., 2018)].

3.2.2.3. Topographie du lit de la rivière, l'échelle locale

Finalement, à l'échelle locale, des variations de topographie peuvent s'observer le long de la rivière et influencer les interactions nappe/rivière. La succession de radiers et de mouilles le long du cours d'eau va ainsi jouer localement sur le gradient hydraulique entre la nappe et la rivière (Unland et al., 2013). Les zones de mouilles, associées à des altitudes plus basses, vont plus facilement constituer des zones d'exfiltration de nappe car le niveau de la rivière est plus proche du niveau de la nappe que dans les zones de radiers. Ces zones, du fait d'une altitude plus importante, constituent généralement des zones d'infiltration d'eau de rivière.

Ces variations locales de topographie contribuent également à modifier le gradient hydraulique localement et entraînent donc des recirculations d'eau dans la zone hyporhéique, qui viennent se superposer aux échanges avec le domaine souterrain. Ces variations assignent ainsi de larges composantes latérales et verticales aux écoulements hyporhéiques (Angermann et al., 2012; Stonedahl et al., 2010; Tonina & Buffington, 2011; Wörman et al., 2002). De fait, les barres de méandres, constituant les zones de dépôts dans le coude intérieur des méandres, ainsi que les bancs de graviers et de galets favorisent notamment des écoulements latéraux vers les berges de la rivière (Baxter & Hauer, 2000; Cardenas & Wilson, 2007b; Hester & Doyle, 2008; Tonina & Buffington, 2011; Wondzell et al., 2019). De même, une structure radier/mouille présente un gradient d'amont en aval favorisant l'infiltration d'eau de rivière en amont des radiers et son exfiltration en aval (Frei et al., 2010; Gooseff et al., 2006; Harvey & Bencala, 1993; Marzadri et al., 2010; Stonedahl et al., 2010; Tonina & Buffington, 2011). Enfin, de petits obstacles sur le fond de la rivière, comme des débris de bois peuvent induire des écoulements latéraux et verticaux dans la zone hyporhéique (Blaen et al., 2018; Krause et al., 2014b). Finalement, la micro-topographie du lit de la rivière à l'interface eau/sédiments influence également les échanges mais très localement (Frei et al., 2010).

3.2.3. Influence de la géologie sur les interactions nappe/rivière

Tout comme la topographie, la géologie connaît de fortes hétérogénéités à des différentes échelles spatiales (Figure ii-3). Comme évoqué, les structures géologiques contrôlent les propriétés hydrogéologiques et influencent directement l'intensité des écoulements et donc des échanges nappe/rivière. La conductivité hydraulique des structures joue un rôle majeur dans la distribution des flux et doit être estimée conjointement au gradient hydraulique pour caractériser ces flux.

Ainsi, les écoulements régionaux ne dépendent pas seulement du gradient hydraulique général mais aussi des propriétés hydrogéologiques des structures et de la nature des aquifères. Les types de nappe peuvent être directement classés en fonction de la géologie, en lien direct avec la perméabilité des formations et l'hétérogénéité des milieux (Marsily, 1976) :

- Les régions de socle, comme par exemple le Massif armoricain ou le Massif central, sont constituées de roches très peu perméables, typiquement des roches cristallines, métamorphiques ou schisteuses. Considérées pendant longtemps comme de mauvais réservoirs à cause de leur faible perméabilité, ces structures s'avèrent au contraire avoir un fort potentiel de stockage grâce aux zones d'altération, aux zones de dépôts alluviaux et aux réseaux de fractures et de fissures connectées (Wyns et al., 2004). Les interactions entre les rivières et ces aquifères fracturés, particulièrement hétérogènes dans l'espace, dépendent notamment du réseau de fractures de l'aquifère et de sa structure (Oxtobee & Novakowski, 2002).
- Au contraire, les bassins sédimentaires comme le Bassin parisien ou le Bassin aquitain, qui présentent une alternance de roches perméables et non perméables, constituent des aquifères homogènes et des réserves importantes en matière de volume stocké. Ils sont généralement drainés lentement par les rivières et les échanges sont relativement diffus tout au long des cours d'eau drainant ces bassins.
- En ce qui concerne les régions de plateaux sédimentaires calcaires, le domaine du karst, comme les Plateaux du Jura, les Grands Causses ou le Plateau du Vaucluse, les eaux circulent principalement dans des fissures élargies, ce qui rend la connectivité avec le réseau hydrologique locale et ponctuelle sous formes de pertes et de résurgences (Bailly-Comte et al., 2009).

À cette échelle, le lien entre le gradient hydraulique et la conductivité hydraulique est souvent étroit. Ainsi, pour les formations géologiques de forte conductivité hydraulique, les gradients entre la rivière et la nappe sont en général relativement faibles entraînant des échanges diffus. Toutefois, la quantité d'eau échangée y est considérable du fait de l'importante expansion spatiale de l'interface entre les deux compartiments Winter (2007). Au contraire, pour les formations géologiques de faible conductivité hydraulique, les gradients entre les rivières et les nappes sont généralement plus grands mais les quantités d'eau échangées seront d'autant plus faibles. Winter (2007) a également montré que les rivières drainant de larges bassins sédimentaires perméables présentaient un débit beaucoup plus stable au cours du temps et qu'elles étaient moins vulnérables aux variations climatiques du

fait du fort effet tampon de l'aquifère. Les rivières drainant des aquifères fracturés ou des karsts sont quant à elles beaucoup plus sensibles aux variations climatiques, avec un indice de récession faible (les arrivées d'eau dans la rivière suite à des précipitations ne sont pas « étalées » dans le temps) et leurs débits sont beaucoup plus instables dans le temps de ce fait.

Les structures hydrogéologiques peuvent également présenter de plus ou moins grandes hétérogénéités structurelles pouvant influencer localement les échanges nappe/rivière (Fulvio Boano et al., 2010; Fleckenstein et al., 2006; Stefan Krause et al., 2007). Ainsi, il a déjà été évoqué par exemple le cas des milieux cristallins fracturés ou des domaines karstiques qui peuvent présenter de fortes variabilités à l'interface nappe/rivière en matière de conductivité hydraulique et à des échelles relativement faibles. De même, pour les bassins sédimentaires, malgré l'organisation très structurée des couches géologiques et l'homogénéité des terrains, les interactions nappe/rivière peuvent y être très variables dans l'espace. En effet, la connectivité locale du réseau hydrographique avec l'unité aquifère sous-jacente dépend de la position du réseau hydrographique dans le bassin. Le lit de la rivière peut s'écouler potentiellement sur les différentes formations géologiques du bassin en fonction de l'érosion. La rivière peut dès lors être connectée aux différents aquifères du bassin, libres ou captifs, pouvant présenter de fortes hétérogénéités, mais également à des aquitards (structures imperméables) séparant les différents aquifères. Cela peut induire une forte variabilité spatiale dans les échanges nappe/rivière comme l'ont notamment montré Mouhri et al. (2014) sur le bassin versant des Avenelles.

Enfin, tout comme pour la topographie, des variabilités de conductivité hydraulique vont être observées à l'échelle intermédiaire ou à l'échelle locale. Ces variabilités vont ainsi contrôler la distribution spatiale des perméabilités du milieu souterrain et du lit de la rivière et donc par extension la dynamique spatiale des échanges nappe/rivière (Fleckenstein et al., 2006; Genereux et al., 2008; Kalbus et al., 2009; Magliozzi et al., 2018).

3.3. Dynamique temporelle des échanges nappe/rivière

À la complexité de la dynamique spatiale, vient s'ajouter une forte variabilité temporelle des interactions entre la nappe et la rivière. Les variabilités temporelles des interactions nappe/rivière sont dues à des variations ponctuelles, saisonnières ou durables du gradient hydraulique ou de la conductivité hydraulique. Les variations de gradient hydraulique sont le résultat de fluctuations du niveau de la rivière ou de la nappe sous-jacente.

3.3.1. Influence du climat à l'échelle régionale

Les conditions météorologiques apparaissent comme le principal moteur de la dynamique temporelle des interactions nappe/rivière. En effet, la recharge du domaine souterrain est contrôlée en grande partie par les précipitations et conditionne les écoulements à l'échelle régionale en contraignant directement le niveau de la nappe souterraine (Sophocleous, 2002). Ainsi, en milieu tempéré, l'intensité des échanges entre la nappe et la rivière (à l'échelle régionale) fluctue au cours de l'année hydrologique au rythme des deux grandes périodes hydrologiques, que sont les périodes de basses et de hautes eaux (Brunke & Gonser, 1997; Sophocleous, 2002).

La fin de la période hivernale est marquée par l'augmentation des températures et de l'allongement des durées journalières d'ensoleillement, conduisant à l'augmentation de l'évaporation et de l'évapotranspiration sur les bassins versants. En parallèle, les précipitations diminuent fortement. Ces deux phénomènes couplés font que la contribution du ruissellement et de l'écoulement de subsurface au débit de la rivière diminuent progressivement de la fin de la période hivernale jusqu'à la période de basses eaux (Freeze, 1974). La diminution du débit des rivières s'accompagne nécessairement d'une diminution de la hauteur d'eau dans le cours et donc à l'augmentation du gradient hydraulique entre la nappe et la rivière. À cette période de l'année, les apports d'eau souterrains deviennent la principale source d'alimentation du cours d'eau, assurant ainsi le maintien d'un débit d'étiage dans celu-ci. Dans l'hémisphère nord, la période d'étiage est généralement atteinte au mois de septembre.

Au contraire, lors des périodes de fortes précipitations, le ruissellement de surface et les écoulements de subsurface augmentent progressivement et viennent à nouveau alimenter les rivières, dont la charge augmente. Cette augmentation du niveau de la rivière conduit à une diminution du gradient hydraulique entre la nappe et la rivière, signifiant que la contribution du domaine souterrain au débit de la rivière diminue fortement en périodes de hautes eaux. Ce phénomène est accentué par le fait que les précipitations rechargent beaucoup plus lentement l'aquifère que la rivière puisque l'infiltration des eaux précipitées de la surface vers la zone saturée est considérablement plus lente que les transferts par ruissellement (Brunke & Gonser, 1997).

3.3.2. Influence du climat à l'échelle locale

3.3.2.1. Variations saisonnières des écoulements

À l'échelle régionale, on peut considérer que les écoulements se font toujours des zones de recharge vers les rivières et donc que les fluctuations saisonnières de niveaux d'eau associées aux variations des conditions climatiques vont seulement influencer l'intensité des échanges, et non leur direction. Toutefois, à l'échelle locale, ces variations saisonnières peuvent impacter de manière significative la distribution des écoulements, leur sens et leur intensité.

Tout d'abord, en périodes de hautes eaux, du fait que la nappe se recharge lentement, le niveau de la rivière peut passer au-dessus du niveau de la nappe (dans le champ proche du cours d'eau), et tout particulièrement en période de crues, et entraîner une inversion locale du gradient hydraulique (Brunke & Gonser, 1997). De plus, les variations saisonnières du niveau de la rivière influencent les recirculations locales d'eau au sein des sédiments. Comme le montre la Figure ii-7, une diminution de ces recirculations hyporhéiques est généralement constatée en périodes de hautes eaux. Storey et al. (2003) ont ainsi montré que le gradient hydraulique entre l'amont et l'aval d'un radier pouvait être divisé par deux en hiver à cause de l'augmentation du niveau de la rivière, diminuant fortement les flux s'infiltrant en amont de ce radier.

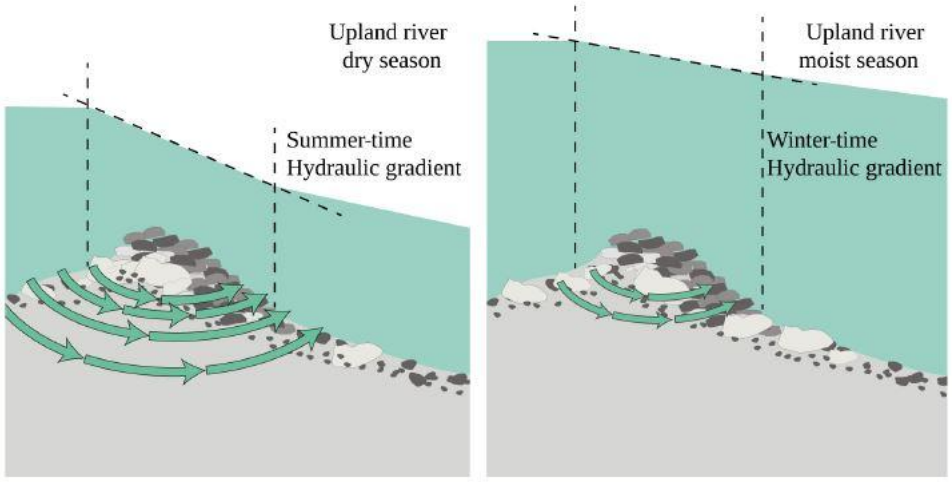


Figure ii-7. Effet des variations saisonnières du niveau de la rivière sur les recirculations locales dans le lit de la rivière [d'après Magliozzi et al. (2018)]

Au-delà des variations saisonnières des niveaux d'eau, les conditions météorologiques sont responsables d'autres processus influençant directement les échanges nappe/rivière. Par

exemple, les processus d'évapotranspiration dans la nappe alluviale, plus importants en période estivale, entraînent des variations journalières du niveau de la rivière, qui influencent les intensités des écoulements à l'interface nappe/rivière (Duke et al., 2007; Larsen et al., 2014; Wondzell et al., 2010). De même, plusieurs auteurs ont montré que la conductivité hydraulique des sédiments de la rivière pouvait fluctuer avec les variations de température saisonnières. Ainsi, Storey et al. (2003) suggèrent que la perméabilité du lit de la rivière peut varier jusqu'à 40 % sous l'effet de ces variations saisonnières de température. Ces dernières influencent également les processus biogéochimiques (bioturbation ou activités microbiennes dans les sédiments), qui peuvent affecter la perméabilité des sédiments (colmatage biologique) et ainsi influencer l'intensité des écoulements (Genereux et al., 2008; Xian et al., 2020).

3.3.2.2. Les épisodes de crue

Toujours sous l'influence des conditions météorologiques, certains événements ponctuels impactent la dynamique spatiale des échanges. C'est le cas notamment des épisodes de crue, qui affectent le niveau des rivières et peuvent même inverser localement le gradient hydraulique et conduire à l'infiltration d'eau de rivière vers la nappe (Gu et al., 2008; Hancock & Boulton, 2005; Harvey & Gooseff, 2015).

Comme le montre la Figure ii-8, Trauth & Fleckenstein (2017) ont par ailleurs montré que les écoulements hyporhéiques, mais aussi le transport de soluté et les réactions biogéochimiques, augmentaient durant un tel épisode. Ainsi, que ce soit sous l'effet d'épisodes saisonniers (Magliozzi et al., 2018; Storey et al., 2003), comme montré par la Figure ii-7, ou sous l'effet d'épisodes de crues (Trauth & Fleckenstein, 2017), il apparaît qu'une augmentation du niveau de la rivière aura tendance à augmenter les recirculations dans la zone hyporhéique.

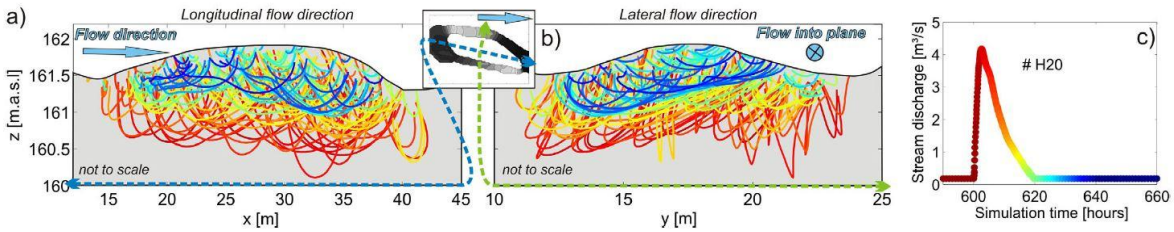


Figure ii-8. Effet d'une crue sur les circulations au sein de la zone hyporhéique sur des flux longitudinaux (a) et latéraux (b). Chaque couleur correspond au moment de l'infiltration par rapport à l'hydrogramme de crue (c) [d'après (Trauth & Fleckenstein, 2017)].

À noter enfin que les processus géomorphologiques comme les processus d'érosion ou de dépôts de sédiments (potentiellement liés aux épisodes de crue) peuvent également affecter le gradient hydraulique et/ou la conductivité hydraulique à différentes échelles et induire des variations durables des interactions nappe/rivière (Fox et al., 2007; Genereux et al., 2008; Sophocleous, 2002; Xian et al., 2020).

3.3.2.3. Dynamique temporelle et extension spatiale : Bank Storage Effect

Les écoulements dans la zone hyporhéique sont donc très dynamiques et leur variation temporelle est directement liée aux fluctuations des niveaux d'eau dans la rivière et dans la nappe (Boano et al., 2013). Il est également intéressant de noter que la dynamique temporelle des écoulements dans la zone hyporhéique impacte directement l'extension spatiale de celle-ci. Harvey et al. (1996) et Wondzell & Swanson (1996) ont montré que la taille de la zone hyporhéique varient avec le cycle saisonnier : elle a tendance à augmenter pendant les périodes sèches et à diminuer pendant les périodes humides. Le contexte hydrogéologique conditionne donc les écoulements régionaux dans l'aquifère mais aussi l'extension spatiale et la nature de la zone hyporhéique (Conant, 2004; Storey et al., 2003; Wroblicky et al., 1998).

La dynamique de l'extension latérale de la zone hyporhéique a été particulièrement étudiée ces dernières années. Sous l'impulsion d'une brusque augmentation du niveau du cours d'eau, l'eau de rivière peut se retrouver stocker provisoirement dans les berges ou dans la plaine alluviale avant d'être restituée dans le cours d'eau lors de la diminution du niveau de la rivière comme l'illustre la Figure ii-9.

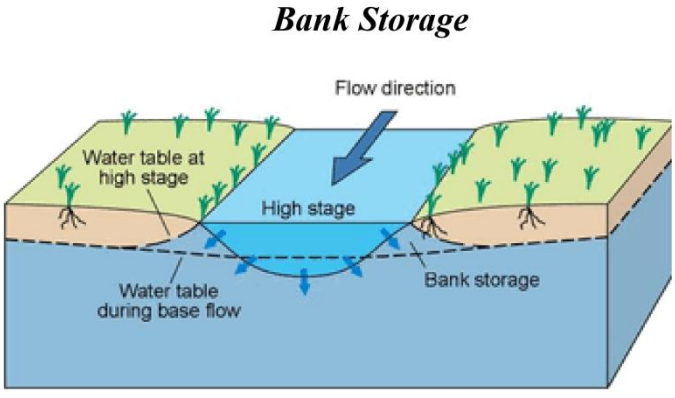


Figure ii-9. Schéma illustrant le "Bank Storage Effect" correspondant au stockage des eaux de surface au sein des berges et leur restitution sous l'impulsion d'une forte augmentation du niveau de la rivière [modifié depuis Winter et al. (1998)]

Ce phénomène, communément appelé « Bank Storage Effect », est donc responsable d'écoulements latéraux au-delà du lit de la rivière et de ses berges proches, c'est-à-dire de l'extension spatiale de la zone hyporhéique, et crée de fortes variabilités temporelles en matière d'intensité et de direction des flux dans la zone hyporhéique (Boano et al., 2013; Dudley-Southern & Binley, 2015; Gerecht et al., 2011; Harvey & Gooseff, 2015; Larsen et al., 2014; Winter et al., 1998). Il influence directement la dynamique des échanges nappe/rivière, en ralentissant ou en accélérant les flux, et même en inversant provisoirement le sens des échanges.

Cet effet de stockage/restitution est typiquement observé lors d'épisodes de crues (Gu et al., 2008; Hancock & Boulton, 2005; Harvey & Gooseff, 2015) qui entraînent des variations brusques du niveau de la rivière, conduisant à l'infiltration d'eau dans les berges de la rivière. Le volume d'eau stocké durant ces épisodes dépend des caractéristiques (forme, durée, hauteur) de l'hydrogramme de crue (Brunke & Gonser, 1997) mais également de la transmissivité et de la capacité d'emmagasinement de l'aquifère. La région concernée par cette réintroduction d'eau peut être relativement étendue comme l'a montré Squillace (1996) qui a observé qu'une augmentation de hauteur d'eau de 2 m dans la rivière pouvait causer des écoulements horizontaux sur plus de 30 mètres dans la plaine alluviale et des écoulements verticaux jusqu'à 4m au-dessus du niveau de la rivière.

L'inondation de ces zones, associée à un apport d'oxygène du fait de l'arrivée d'eau de rivière (Hancock & Boulton, 2005) peut directement impacter la qualité de l'eau dans la rivière, en stimulant ou au contraire inhibant les réactions biogéochimiques qui contrôlent les flux de nutriments. Gu et al. (2008) ont ainsi montré que le stockage d'eau dans des milieux de faible diffusivité, suite à un épisode de crue, pouvait être associé à un relargage important de nitrates lors de la restitution : le processus de dénitrification est amplifié dans les milieux de forte diffusivité puisque la diffusivité contrôle le temps de résidence de l'eau de rivière dans les sédiments. Notons que dans le *bank storage* a également un rôle dans la dynamique hydrologique puisqu'il peut atténuer l'onde de crue (Pinder & Sauer, 1971), limitant les risques d'inondation en aval, et contribuer à l'alimentation de la rivière lors des périodes de restitution (Cooper & Rorabaugh, 1963).

Enfin, ces effets de *bank storage* ont également été observés suite à des variations du niveau de la nappe provoquées par exemple par des prélèvements d'eau dans la nappe alluviale (X. Chen, 2001) ou par les processus d'évapotranspiration dans la plaine alluviale

(Duke et al., 2007; Larsen et al., 2014; Wondzell et al., 2010). Dans ces deux cas de figure, les variations du niveau de nappe sont journalières mais influencent tout de même les flux hyporhéiques et notamment leur intensité (Larsen et al., 2014).

3.4. Complexité des écoulements hyporhéiques

L'interface entre la nappe et la rivière est donc un écosystème dynamique, siège d'écoulements complexes et très variables dans le temps et dans l'espace. Résumer la dynamique spatiale des interactions nappe/rivière apparaît difficile tant les facteurs hydrogéologiques et topographiques l'influençant sont nombreux.

En effet, la distribution spatiale des échanges nappe/rivière est susceptible d'être influencée par des variations de la topographie du lit de la rivière à l'échelle locale, par les différentes unités morphodynamiques (radiers, mouilles, banc, etc.) rencontrées à l'échelle du tronçon de rivière, par la morphologie du cours d'eau qui contrôle notamment la position de l'interface entre les nappes et les rivières, ou encore par la topographie du bassin versant et les structures géologiques (orientation) à l'échelle régionale. En d'autres termes, ce sont les gradients topographiques observés à différentes échelles qui contrôlent pour partie le sens des écoulements entre une rivière et une nappe sous-jacente. À cette complexité s'ajoute celle de la forte variabilité spatiale des propriétés hydrogéologiques du lit de la rivière, de la plaine alluviale (ou du champ proche de la rivière) et des aquifères, liée aux hétérogénéités structurelles observées elles aussi à différentes échelles et qui influence l'intensité des échanges hyporhéiques.

De plus, la zone hyporhéique n'est pas seulement le siège d'échanges entre la nappe et la rivière. En effet, les variations de topographie du lit de la rivière et de morphologie du cours d'eau peuvent induire des écoulements et des recirculations d'eau au sein même de la zone hyporhéique. Ces différents facteurs font que les flux hyporhéiques peuvent avoir de larges composantes latérales et verticales faisant de cette interface non pas seulement une zone de transition mais également une zone de recirculation privilégiée des eaux de surface. Il en résulte, comme le montre la Figure ii-10, une grande complexité des écoulements à l'interface nappe/rivière, où des recirculations plus ou moins locales vont venir se superposer aux écoulements d'eau s'opérant depuis la nappe souterraine sous-jacente (Cardenas, 2015; Stonedahl et al., 2010).

Finalement, notons que c'est de cette complexité que naît la richesse de la zone hyporhéique. En effet, si les échanges nappe/rivière produisent des conditions physiques et chimiques particulièrement propices au développement du biofilm (notamment des gradients de température, d'oxygène et des apports de nutriments et de carbone), les flux hyporhéiques eux jouent un rôle majeur dans le déroulement des réactions biogéochimiques. Ils induisent des mouvements d'eau lents qui contribuent à l'augmentation des temps de résidence de l'eau dans les sédiments et donc des temps de contact entre les biofilms et les matières dissoutes et suspendues dans l'eau, augmentant ainsi les opportunités de réactions biogéochimiques (Jones & Mulholland, 2000).

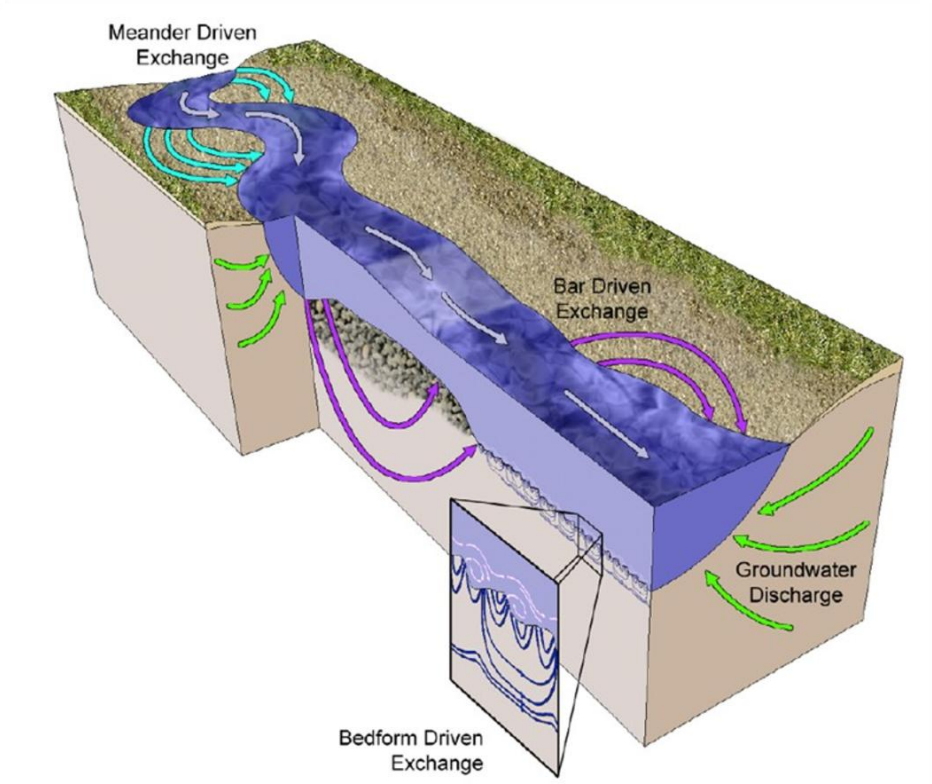


Figure ii-10. Schéma conceptuel des écoulements au sein la zone hyporhéique [depuis Stonedahl et al. (2010)], comprenant : les échanges entre la nappe et la rivière (flèches vertes – « Groundwater discharge ») ; les écoulements induits par la morphologie du réseau hydrologique à l'échelle de la plaine alluviale (flèches bleu clair – « Meander Driven Exchange ») ; les écoulements latéraux et verticaux induits par les variations de topographie et de conductivité hydraulique du lit de la rivière (flèches violettes – « Bar Driven Exchange ») ; les variations de gradient hydraulique à une échelle très locale à l'interface eau/sédiments (flèches bleues – « Bedform Driven Exchange »)

3.5. Effet des activités humaines sur les échanges nappe/rivière

Les écoulements à l'interface nappe/rivière, déjà complexes dans un contexte naturel, sont également fortement impactés par les aménagements et activités humaines. Sur ce sujet, Hancock (2002) a proposé de faire les bilans des impacts de l'homme sur les écoulements

hyporhéiques. Il évoque entre autres la présence d'ouvrages hydrauliques (barrages, digues, retenues d'eau), les prélèvements d'eau en rivière ou dans le lit majeur de celle-ci, les aménagements des cours d'eau (canalisations, seuils, etc.), l'imperméabilisation des surfaces et la déforestation, ou encore l'extraction de sédiments (alluvions, graviers, sables), comme activités pouvant impacter directement les écoulements dans la zone hyporhéique. À cela viennent s'ajouter les activités agricoles ou industrielles qui peuvent affecter la qualité de l'eau de la rivière. Parmi ces activités, nous nous intéresserons ici tout particulièrement à l'effet de pompages et de la présence de barrages sur les échanges nappe/rivière car nous aurons à discuter de ces deux points dans la 3e partie de ce manuscrit lors de l'expérimentation sur le site de la Sélune.

Concernant les prélèvements d'eau dans la rivière ou dans la nappe proche de celle-ci, ils peuvent particulièrement contraindre les échanges nappe/rivière. Lorsque les prélèvements ont lieu dans la rivière, ils peuvent contribuer à l'abaissement de son niveau et ainsi accélérer les arrivées d'eau souterraine et réduire le temps de résidence de l'eau dans la zone hyporhéique, ce qui peut impacter directement les processus biogéochimiques. De même, lorsque les prélèvements ont lieu dans la nappe souterraine proche de la rivière, ceux-ci peuvent contraindre fortement les écoulements, comme le montre la Figure ii-11. Tout d'abord, ils peuvent réduire considérablement les exfiltrations d'eau souterraine (C) en prélevant une partie de l'eau qui aurait normalement dû venir alimenter la rivière. Dans certains cas, ces prélèvements peuvent engendrer une inversion des relations entre la nappe et la rivière (D) et induire une infiltration permanente des eaux de surface vers le milieu souterrain. Cette situation peut avoir des conséquences considérables sur l'écologie de la rivière et peut mettre en péril le fonctionnement de l'écosystème aquatique. de Graaf et al. (2019) ont ainsi estimé que 20 % des bassins versants exploités dans le monde avaient atteint aujourd'hui une situation critique d'un point de vue environnemental du fait de ces infiltrations forcées des cours d'eau.

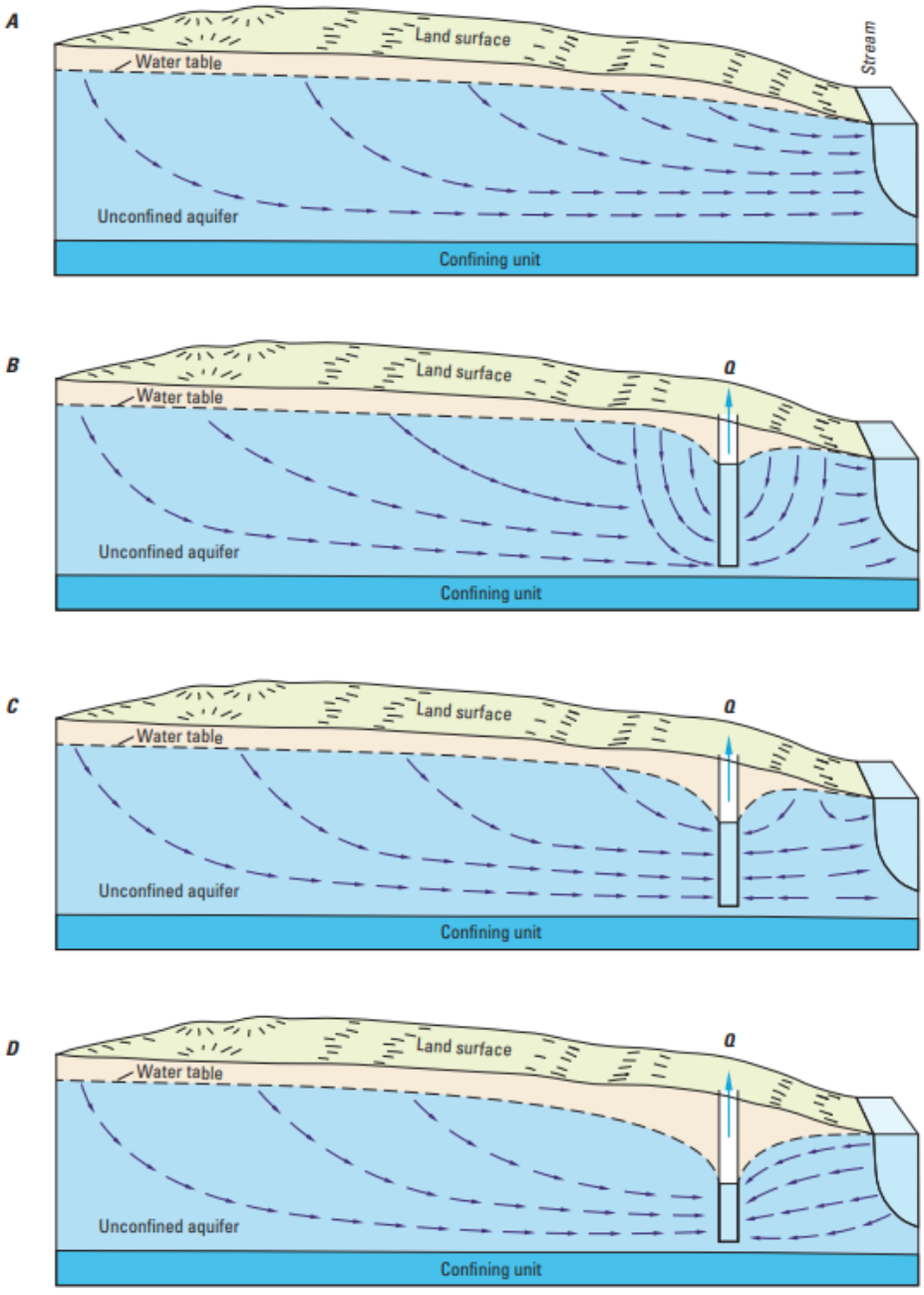


Figure ii-11. Effet d'un pompage dans un aquifère proche d'une rivière. En conditions naturelles d'écoulement, la nappe d'eau souterraine alimente la rivière (A). Dès le début des prélèvements dans l'aquifère (B) et au fur et à mesure que le cône de dépression s'étend (C), la contribution de la nappe au débit de la rivière diminue progressivement et une partie de l'eau souterraine qui aurait dû se déverser dans la rivière est extraite du sous-sol. Lorsque les pompages sont importants et/ou pour les prélèvements sur de longues périodes (D), ceux-ci peuvent entraîner une inversion complète des interactions entre la nappe et la rivière et induire l'infiltration permanente (« induced infitlration ») de la rivière vers la nappe [d'après (Barlow & Leake, 2012)].

De même, la présence d'ouvrages hydrauliques, et notamment de barrages, le long d'un cours d'eau peut impacter la dynamique des échanges nappe/rivière, notamment en aval de l'ouvrage. Comme l'ont étudié notamment Ferencz et al. (2019) (voir Figure ii-12), les lâchers de barrage ont un effet similaire à une onde de crue sur le niveau de la rivière. Ils ont

en outre démontré que de tels lâchers pouvaient affecter sur plus de 100 km en aval de l'ouvrage les échanges nappe/rivière. Dans le cas où la rivière alimente la nappe, ils ont pu modéliser un phénomène de stockage/restitution des eaux de la rivière dans la berge lors du passage de la crue (Bank Storage Effect), c'est-à-dire une accélération des infiltrations d'eau, le stockage d'un certain volume d'eau dans les berges et une extension latérale de la zone hyporhéique. À noter dans ce cas qu'un tel phénomène impacte positivement la qualité de l'eau de la rivière puisqu'il limite la restitution de solutés après le passage de l'onde de crue. Dans le cas où la nappe alimente la rivière, cette onde de crue impacte les échanges nappe/rivière en réduisant significativement le volume d'eau échangé depuis la nappe vers la rivière (le gradient hydraulique entre les deux étant de fait réduit).

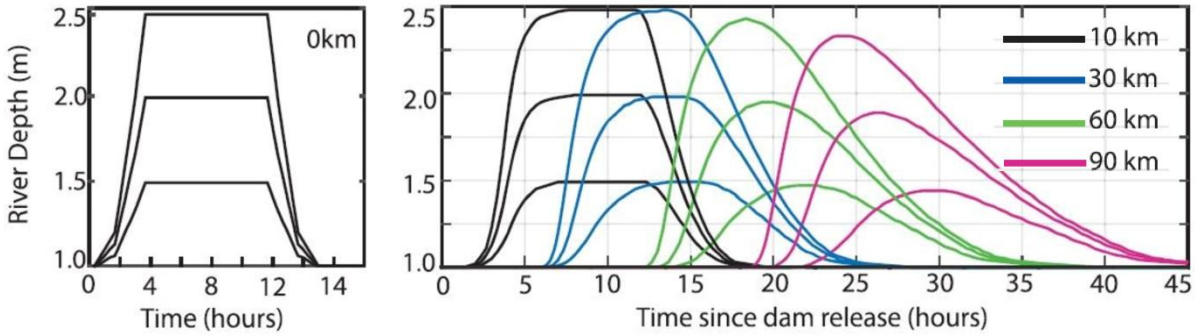


Figure ii-12. Simulation de l'effet d'un lâcher de barrage (en créneaux) (figure de gauche) sur les niveaux dans la rivière à différentes distances (10, 30, 60 et 90 km) du barrage [modifié depuis (Ferencz et al., 2019)].

4. Caractérisation des échanges nappes/rivières

Comme nous l'avons détaillé précédemment, la caractérisation des échanges nappe/rivière est devenue essentielle, et notamment parce que ils conditionnent des processus biogéochimiques majeurs pour le fonctionnement des écosystèmes. Néanmoins leur identification et quantification restent particulièrement difficiles, tout d'abord parce que ces interactions varient fortement dans le temps et dans l'espace mais aussi parce que la zone hyporhéique est une zone de mélange et de recirculations, où des écoulements locaux complexes viennent se superposer aux arrivées d'eau souterraine. Il peut alors être difficile de différencier ces arrivées d'eau des écoulements hyporhéiques.

Face aux difficultés rencontrées pour décrire une telle complexité, de nombreuses méthodes et approches ont été développées et appliquées (Kalbus et al., 2006; Mouhri et al., 2012). En France, Le *Guide technique des Interactions nappe/rivière* fait office de référence auprès des gestionnaires et propose une description des outils de mesure de ces échanges à

l'intention des différents acteurs de l'eau sur le territoire français (Agence française pour la biodiversité, 2017).

On distingue généralement les méthodes permettant une estimation directe des flux et celles-ci proposant une estimation indirecte des flux.

Parmi les méthodes d'estimation directe des flux, l'utilisation de *seepage meters* (Rosenberry et al., 2020) et le jaugeage différentiel (Carter & Davidian, 1968; Ruehl et al., 2006) sont les plus répandus. Alors que les seepage meters permettent une mesure directe et facile des flux, ils présentent l'inconvénient majeur d'offrir qu'une mesure ponctuelle (dans l'espace et dans le temps), ce qui ne permet pas de rendre compte de la complexité des écoulements. Au contraire, le jaugeage différentiel, qui s'appuie sur l'utilisation de bilans de masse entre deux sections de rivière permet d'estimer le gain ou la perte d'eau sur une section donnée de rivière mais l'estimation des flux est très intégrative, et dépendante de la localisation des points de jaugeage dans le cours d'eau, et ne permet de localisation les zones d'échanges (Kalbus et al., 2006; Mouhri et al., 2012).

Concernant les méthodes d'investigations indirectes des flux d'eau, les plus répandues sont celles basées sur l'utilisation de la Loi de Darcy, dont l'application requiert d'estimer les gradients et les conductivité hydrauliques afin d'estimer les écoulements (Freeze & Cherry, 1979). La conductivité hydraulique peut être déterminée en laboratoire à partir d'échantillons de sédiments ou à partir de tests sur le terrain, via des essais de chocs hydrauliques ou des essais de pompage (Baxter et al., 2003; Marsily, 1976). Concernant les gradients hydrauliques, il est d'abord possible de calculer la différence de charges entre la rivière et la nappe (à partir d'un puits situé près du cours d'eau), ce qui permet une estimation des écoulements horizontaux. Toutefois, le calcul repose sur une valeur moyenne de conductivité hydraulique, estimée soit dans la rivière soit dans le puits. Cette approche est donc assez intégrative, en fonction de la distance entre les deux points de mesure, et apparaît peu sensible aux hétérogénéités du milieu. Il est également possible d'estimer les gradients hydrauliques verticaux à partir de mesures dans des piézomètres installés dans le lit du cours d'eau (Baxter et al., 2003), mais dans ce cas l'estimation reste très localisée.

Enfin, vient s'ajouter à cette liste l'utilisation de la chaleur comme traceur des écoulements, que nous détaillerons plus largement dans la partie suivante. Parmi les méthodes traditionnellement utilisées, l'installation de profils verticaux de température dans la rivière peut permettre de quantifier les flux verticaux (Hatch et al., 2006; Irvine et al., 2015; Lapham, 1989; Munz & Schmidt, 2017).

En fait, la grande variabilité des méthodes disponibles et appliquées pour caractériser les échanges nappe/rivière reflète parfaitement la difficulté de chacune d'elle à rendre pleinement compte de la complexité spatiale et temporelle de ces échanges. En effet, bien qu'elles présentent toutes des avantages certains, les méthodes conventionnelles de caractérisation des écoulements ont généralement le désavantage d'être soit trop localisées (seepage-meters, profils verticaux de température, mesures de conductivités hydrauliques, système MOLONARI, etc.) ou soit au contraire trop intégratives (jaugeage différentiel, mesures de gradients à grande échelle) pour rendre compte de cette complexité. Ce constat peut conduire à mettre en place une approche multi-échelles, combinant plusieurs méthodes de quantification des échanges nappe/rivière afin d'améliorer leur caractérisation (Mouhri et al., 2013; Varli & Yilmaz, 2018).

Dans ce contexte, le développement et l'application des méthodes de mesures distribuées de température à haute résolution par fibre optique (FO-DTS), il y a une quinzaine d'années maintenant, ont permis de toutes nouvelles perspectives quant à la caractérisation des échanges nappe/rivière (Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006). La mesure distribuée de température dans le temps et dans l'espace devait ainsi permettre de proposer une solution aux contraintes d'échantillonnages des méthodes conventionnelles d'estimation des flux. Dans la prochaine partie, nous nous intéresserons à décrire dans un premier temps comment la chaleur peut être utilisée comme traceur des écoulements dans la zone hyporhéique avant de s'attacher à décrire le développement et l'utilisation des mesures distribuées de température.

5. Utilisation de la chaleur en rivière comme traceur des écoulements

Les méthodes thermiques se sont largement développées car elles présentent de nombreux avantages. En effet, l'utilisation de la chaleur comme traceur des écoulements est devenue une méthode très populaire dans les sciences environnementales, la mesure de température étant facile, rapide et peu chère. Son utilisation en rivière (ou dans le lit des rivières) a largement contribué à la compréhension des processus d'écoulements et à la caractérisation des échanges nappe/rivière. Pour cela, des méthodes passives et des méthodes actives ont été développées en parallèle. Les méthodes passives sont basées sur l'étude de la propagation dans les sédiments des variations naturelles de température tandis que les méthodes actives consistent à injecter une source de chaleur et de suivre sa propagation dans les sédiments.

5.1. Les méthodes passives : variations naturelles de température

5.1.1. Fondements des méthodes passives

En rivière, l'utilisation de la chaleur pour caractériser les échanges nappe/rivière a été largement développée en partant du constat que les eaux de rivière et les eaux de nappe présentaient des comportements très contrastés en matière d'évolution de température (Anderson, 2005; Constantz, 2008; Lapham, 1989; Reeves & Hatch, 2016; Stonestrom & Constantz, 2003). Alors que la température de la nappe souterraine est relativement stable au cours du temps (celle-ci étant généralement proche de la température moyenne annuelle à la surface, c'est-à-dire 13-14°C en France métropolitaine), la rivière connaît de larges fluctuations journalières et saisonnières de température largement dépendantes des conditions climatiques (Caissie, 2006). Du fait de ces forts contrastes, les variations de température mesurées au cours du temps au fond de la rivière et dans les sédiments dépendent directement des flux entre la nappe et la rivière comme le montre la Figure ii-13.

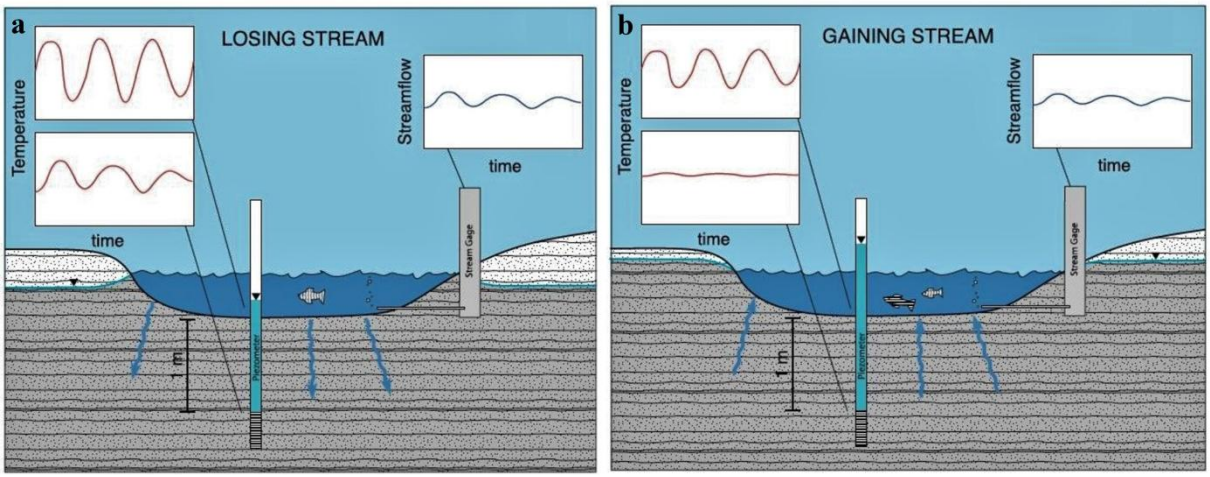


Figure ii-13. La température mesurée au fond de la rivière et dans les sédiments à différentes profondeurs dépend des interactions nappe/rivière et du sens des écoulements : a. la rivière alimente la nappe, ce qui induit la propagation des variations journalières de température en profondeur ; b. lorsque la nappe alimente la rivière, la température mesurée dans les sédiments est relativement stable au cours du temps à l'image de la température de la nappe [modifié depuis Constantz (2008)]

Lorsque la rivière s'infiltre dans la nappe (Figure ii-13a), des changements larges et rapides de température peuvent être mesurés au fond de la rivière et dans les sédiments (eau infiltrée). Dans ce cas, les variations journalières de température de la rivière vont se propager en profondeur dans les sédiments par advection descendante et par conduction : de larges fluctuations journalières de température, qui se propagent en profondeur, peuvent alors être observées dans les sédiments (Constantz, 2008; Goto et al., 2005).

Lorsque la rivière est alimentée par la nappe (Figure ii-13b), la température mesurée dans les sédiments est relativement stable, à l'image de l'eau de la nappe qui se déverse dans la rivière. Dans ce cas, le transport de chaleur est largement contrôlé par le flux advectif ascendant et la propagation des variations de température de rivière par conduction est très faible, voire négligeable (Constantz, 2008). Au fond de la rivière, cette arrivée d'eau à température constante peut conduire à une atténuation des variations journalières de température, voire à la détection d'une véritable anomalie thermique. Cependant, pour qu'une exfiltration de nappe ait un impact significatif sur la température de la rivière, il faut i) une différence de température entre la nappe et la rivière suffisamment large et ii) une large contribution de la nappe au débit de la rivière (Lauer et al., 2013).

Pour résumer, les variations journalières et saisonnières de la température de la rivière se propagent plus en profondeur lorsque la rivière alimente la nappe que dans le cas contraire. Sur ce principe, de nombreuses études ont montré qu'il était possible d'identifier et de localiser des arrivées d'eau de nappe dans le cours d'eau en détectant et en identifiant des anomalies de température au fond de la rivière à l'interface eau/sédiments (Krause et al., 2012; Sebok et al., 2013; Westhoff et al., 2011) ou dans les sédiments du lit de la rivière (Krause et al., 2012; Lowry et al., 2007). Notons par exemple,

5.1.2. Applications ponctuelles : profils verticaux de température

Par extension, l'utilisation de profils verticaux de température permet d'avoir une estimation des flux ascendants ou descendants. L'approche consiste, comme le montre la Figure ii-14, à mesurer l'évolution de la température au cours du temps et de suivre la propagation de la chaleur à différentes profondeurs dans les sédiments (Anderson, 2005; Constantz, 2008; Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; Lapham, 1989; Stallman, 1965; Webb et al., 2008; Winter et al., 1998). En fonction de la direction des flux (ascendants ou descendants) et de leur intensité, l'amplitude des variations journalières de température de la rivière va être plus ou moins atténuée avec la profondeur et les signaux de température vont être décalés en phase.

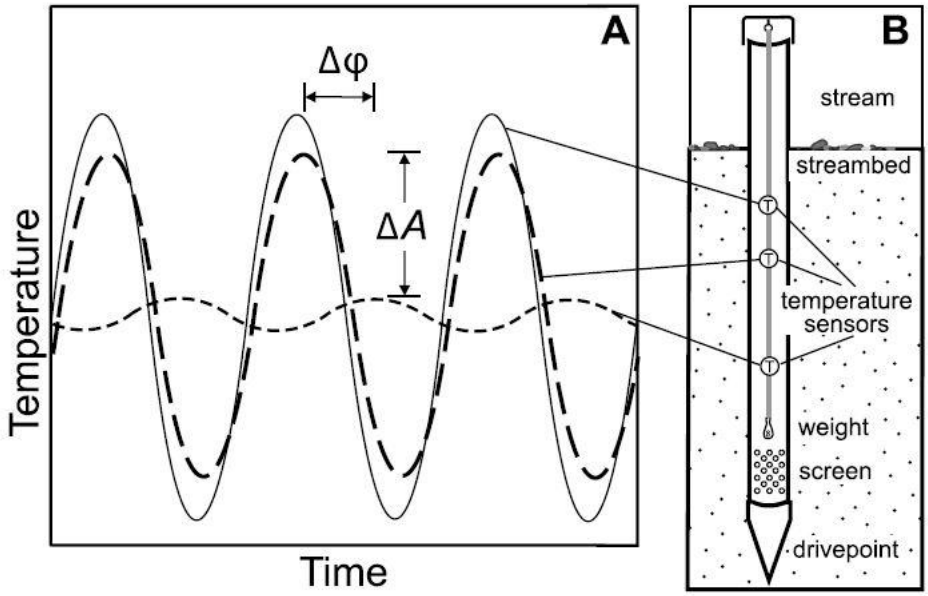


Figure ii-14. Les profils verticaux de température consistent à suivre l'évolution de la température (A) à différentes profondeurs dans les sédiments (B) dans le but d'estimer les flux verticaux [d'après Hatch et al. (2006)]

Les chroniques de température peuvent ainsi être utilisées pour calculer le flux d'eau entre deux capteurs (à différentes profondeurs) en se basant sur le ratio de l'amplitude et le déphasage de température entre ces deux capteurs (Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; Luce et al., 2013; Swanson & Cardenas, 2011). Cette approche a ainsi permis de déterminer les directions de flux et de les quantifier (Anderson, 2005; Goto et al., 2005; Hatch et al., 2006; Irvine et al., 2015; Keery et al., 2007; Lapham, 1989; Swanson & Cardenas, 2011) et également la conductivité hydraulique (Constantz & Thomas, 1996). Ces chroniques peuvent aussi être utilisées dans des modèles numériques résolvant l'équation de transport de chaleur en milieu poreux (Carslaw & Jaeger, 1959; Stallman, 1965) en se basant sur l'inversion des chroniques de température (Munz & Schmidt, 2017; Voytek et al., 2014).

Ces chroniques peuvent également être utilisées, dans le cadre du déploiement de dispositifs Molonari (Monitoring local des échanges nappe/rivière), en complément de données de pression afin de calibrer les paramètres thermiques et hydrauliques de la zone investiguée et modéliser et estimer les échanges nappe/rivière sur plusieurs échelles spatiales (Cucchi et al., 2018).

Notons que Briggs et al. (2012) ont couplé cette approche avec la technologie DTS. En enroulant des câbles de fibre optique autour d'un tuyau en PVC (4,8 cm), ils ont développé un dispositif capable de mesurer à très haute résolution spatiale verticale (1,4 cm) les variations

de température en profondeur permettant ainsi une description distribuée et quantifiée des écoulements hyporhéiques.

Bien qu'elles aient démontré leur intérêt et leur fort potentiel dans la caractérisation des échanges nappe/rivière, les applications des méthodes passives en rivière présentent toutefois des limites importantes que nous aurons l'occasion de détailler plus largement dans les parties suivantes. Notons toutefois que, la méthode reposant sur l'observation de contrastes de température, la première condition pour pouvoir l'appliquer est bien entendu que les écoulements entraînent des variations de températures significatifs, ce qui nécessite généralement un fort contraste de température entre la nappe et la rivière et des flux importants.

5.1.3. Utilisation de mesures distribuées de température en rivière

Le développement et l'application de la technologie DTS en rivière ont permis de complètement repenser l'utilisation de la chaleur comme outil de caractérisation des échanges nappe/rivière. La mesure distribuée de la température sur de longues distances de câble a conduit à envisager une caractérisation des processus à une toute nouvelle échelle spatiale. Les mesures DTS offrent la possibilité de caractériser de manière distribuée et à haute résolution ces flux à l'échelle d'un tronçon de rivière, voire d'un petit bassin versant, ouvrant sur de nouvelles perspectives et un fort potentiel en matière de caractérisation des processus (Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Shanafield et al., 2018).

L'efficacité du déploiement de câbles de fibre optique au fond des rivières, en les posant à l'interface eau-sédiments, pour localiser les arrivées d'eau souterraine a ainsi largement été démontrée par de nombreuses applications (Briggs, Lautz, & McKenzie, 2012; Hoes et al., 2009; Krause et al., 2012; Kurth et al., 2015; Mwakanyamale et al., 2013; Rosenberry et al., 2016; Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Westhoff et al., 2007). La mesure distribuée de la température à grande échelle permet d'identifier et de localiser précisément des anomalies de température pouvant être associées à des exfiltrations d'eau souterraine conduisant à la caractérisation spatiale et à la cartographie de ces arrivées d'eau. Appliquée à différentes périodes de l'année, cette approche a également permis de caractériser les variations saisonnières des apports d'eau souterraine (Matheswaran et al., 2014; Sebok et al., 2013; Slater et al., 2010).

Il est intéressant de noter ici que la détection d'anomalies thermiques peut également être réalisée de manière distribuée grâce à des techniques d'Imagerie Infrarouge Thermique (IRT) qui permettent de mesurer la température de la surface de la rivière. Elles permettent notamment d'investiguer de grandes surfaces (jusqu'à plusieurs kilomètres) et sont particulièrement efficaces pour suivre les contrastes de température en rivière (Torgersen et al., 2001).

Dans tous les cas, que les approches utilisent les technologies DTS ou IRT ou même des mesures ponctuelles de température, la méthode requiert des arrivées d'eau assez importantes pour pouvoir induire une différence de température significative dans la rivière, ce qui limite globalement son application pour de petits cours d'eau et/ou de fortes arrivées d'eau très localisées. Plus précisément, la principale difficulté ici repose sur le fait que le signal de température de la nappe se retrouve « perdu » ou diffus dans le débit de la rivière sans possibilité de le détecter. Pour palier cela, certaines études ont montré qu'il était possible d'enfouir le câble de fibre optique dans les sédiments du cours d'eau (Henderson et al., 2009; Krause et al., 2012; Le Lay et al., 2019; Lowry et al., 2007), ce qui permet de considérablement augmenter la possibilité de localiser des arrivées d'eau.

Même si cette approche permet d'identifier efficacement les arrivées d'eau souterraine, la quantification des flux reste très limitée et sujette à de fortes incertitudes.

- L'utilisation d'un modèle thermique basé sur les équations de conservation de masse et d'énergie (Briggs, Lautz, & McKenzie, 2012; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Westhoff et al., 2011) est tout à fait envisageable pour quantifier les arrivées d'eau, mais cela nécessite de larges différences de température, limitant fortement l'applicabilité de cette approche.
- Ensuite, les mesures de température peuvent être couplées avec d'autres méthodes comme celles par exemple des seepage meters (Rosenberry et al., 2016; Sebok et al., 2013), des profils verticaux de température (Le Lay et al., 2019b; Rosenberry et al., 2016; Sebok et al., 2013), des mesures géophysiques (Slater et al., 2010) ou encore des mesures de gradient hydraulique vertical (Krause et al., 2012). Cette multi-approche, aussi efficace soit-elle, pose la question de la variabilité spatiale des écoulements. En effet, coupler les mesures DTS avec d'autres méthodes ne permet pas d'obtenir une quantification distribuée des flux tout au long du câble puisque les méthodes conventionnelles utilisées en complément n'ont pas un échantillonnage spatial aussi précis que celui du système DTS. De surcroît, même si une extrapolation des résultats est possible pour avoir une quantification distribuée, cela augmente nécessairement les incertitudes sur l'estimation.

× Enfin, il est possible d'envisager une interprétation des mesures DTS avec les mêmes outils analytiques et numériques que ceux utilisés pour interpréter les profils verticaux de température (Goto et al., 2005; Hatch et al., 2006; Munz & Schmidt, 2017) basés sur l'étude de la propagation des variations naturelles de température de la rivière en profondeur. Mamer & Lowry (2013) ont montré le potentiel de cette approche par des mesures en banc expérimental. Comme le montre la Figure ii-15, en déployant deux câbles de fibre optique à différentes profondeurs, ils ont été capables d'estimer les flux verticaux à partir des ratios de l'amplitude (Hatch et al., 2006) calculés tout au long des deux câbles de fibre optique. Cette approche prometteuse pourrait permettre d'estimer aussi bien les flux ascendants que les flux descendants. Cependant, l'enfouissement de deux câbles de fibre optique à différentes profondeurs dans les sédiments de la rivière pose des difficultés techniques évidentes. Étant donné qu'au moins deux mesures à différentes profondeurs doivent être connues, Le Lay et al. (2019b) ont proposé de coupler les mesures DTS à des capteurs ponctuels installés à l'interface eau/sédiments, faisant ainsi les hypothèses que la température à l'interface eau-sédiments était homogène à l'échelle du tronçon de rivière étudié et que la profondeur d'enfouissement du câble était constante. Ils ont ainsi démontré que l'approche était efficace malgré de fortes incertitudes liées à ces hypothèses sous-jacentes à l'application du modèle analytique.

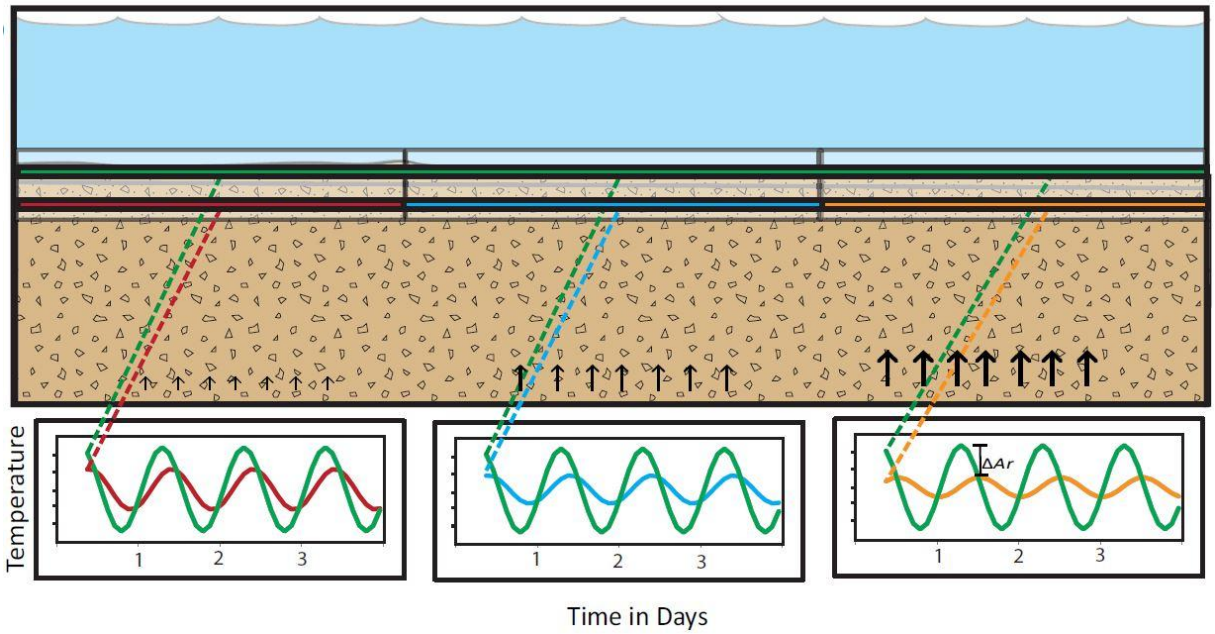


Figure ii-15. En mesurant la température distribuée à deux profondeurs, il peut possible de suivre les différences distribuées de température enregistrées entre les deux câbles de fibre optique et d'en déduire des vitesses d'écoulement [d'après Mamer & Lowry (2013)].

× De plus, une quantification distribuée des flux à partir de l'analyse de la propagation du signal de température en profondeur pose également la question de l'estimation de la conductivité thermique des sédiments et de sa variabilité. Avec les flux, la conductivité thermique est le paramètre qui influence le plus la propagation de chaleur dans les sédiments. Bien que la gamme des conductivités thermiques rencontrées dans des sédiments des rivières soit relativement restreinte (Stauffer et al., 2013), des variations de conductivité thermique peuvent avoir un impact significatif sur la propagation de chaleur, comme l'ont montré Briggs et al. (2014). Or, l'hypothèse de fortes variations spatiales de conductivité thermique est plus que plausible au vu de la variabilité des sédiments généralement rencontrés dans les cours d'eau. Cet aspect n'a pas été abordé par Le Lay et al. (2019b) mais il serait intéressant de discuter de l'impact des variations spatiales de conductivité thermique sur l'estimation distribuée des flux.

5.2. Les méthodes actives : injection d'une source de chaleur

En parallèle des méthodes passives, des méthodes actives ponctuelles de mesures de température ont été développées pour estimer les flux dans les sédiments. L'objectif principal de cette méthode était de pouvoir caractériser la dynamique spatiale et temporelle des flux hyporhéiques en trois dimensions afin de considérer la complexité spatiale des flux, et non la composante verticale uniquement. Comme le montre la Figure ii-16, l'approche consiste à injecter une source de chaleur ponctuelle dans les sédiments de la rivière (typiquement via une résistance chauffée) et suivre la propagation de la chaleur émise grâce à un réseau de capteurs répartis tout autour de cette source (Angermann et al., 2012; Lewandowski et al., 2011). Les différentes applications (Angermann et al., 2012; Banks et al., 2018; Lewandowski et al., 2011; Rau et al., 2012, 2014; Zlotnik & Tartakovsky, 2018) ont permis une caractérisation précise de la dynamique des flux en 3D et leur quantification, démontrant le potentiel de l'approche. La méthode étant complètement indépendante des variations naturelles de température, elle est applicable dans n'importe quel contexte (grande rivière ou fleuve, faible contribution de la nappe, flux très faibles ou au contraire modérés et forts) dès lors que le dispositif peut être installé dans le lit de la rivière.

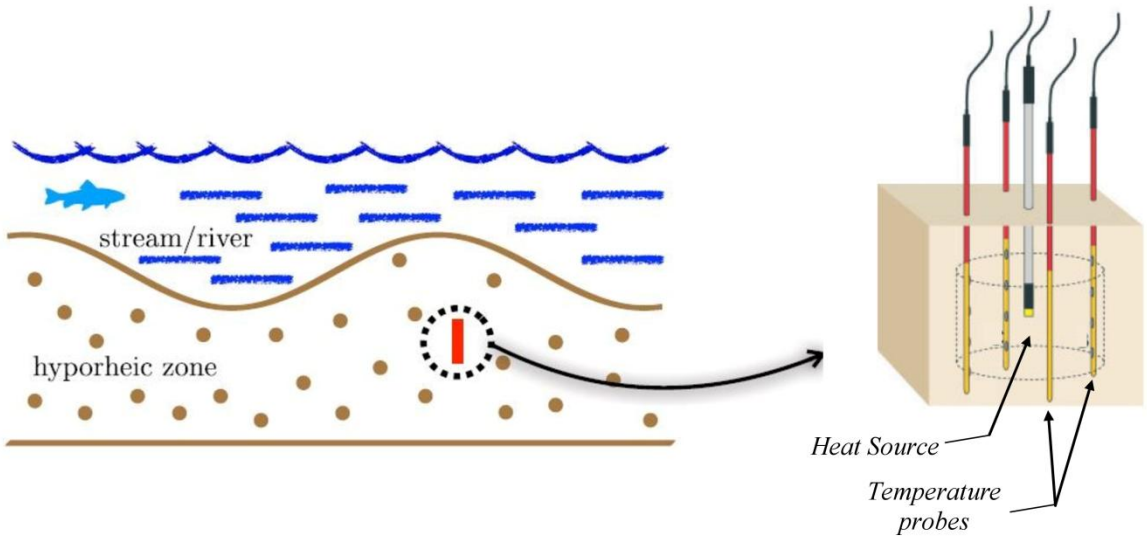


Figure ii-16. Principe de la méthode « Heat-Pulse » appliquée en rivière. Le dispositif, enfoui dans le lit de la rivière, comprend une résistance chauffée au centre entourée d'un réseau de capteurs de température permettant de suivre la propagation de la chaleur dans les sédiments en trois dimensions [la figure de gauche est modifiée depuis (Zlotnik & Tartakovsky, 2018) et celle de droite depuis (Lewandowski et al., 2011)]

Comme pour les méthodes passives, en enroulant de la fibre optique autour d'un tuyau, Briggs et al. (2016) ont proposé une amélioration du dispositif puisque la propagation de chaleur est mesurée à haute résolution spatiale verticale offrant une cartographie détaillée du transport de chaleur.

6. Travaux de thèse et objectifs généraux

Les méthodes actives de mesures distribuées de température ont été rarement utilisées en déployés de câbles chauffants le long du linéaire d'un cours d'eau. À notre connaissance, seuls Kurth et al. (2015) ont proposé d'utiliser un câble de fibre optique chauffé en rivière, leur objectif étant d'identifier l'intensité des flux tout au long du câble, en distinguant les zones de flux plus ou moins importants. Cependant l'approche n'a été que qualitative et aucune quantification des flux n'a été proposée à partir de ces mesures.

C'est pourquoi nous nous sommes concentrés pendant cette thèse sur l'application des méthodes actives DTS en rivière. La première partie du travail, qui s'est focalisée sur le développement et la validation expérimentale de la méthode active DTS ainsi que sur la définition des limites de celle-ci, permet de disposer d'une méthodologie complète permettant d'estimer la conductivité thermique et les flux de manière distribuée le long du câble de fibre optique chauffé. L'application de la méthode en rivière devrait ainsi permettre de caractériser la variabilité spatiale des échanges nappe/rivière et de proposer une quantification distribuée

des flux, dès lors que l'installation du câble chauffant est possible dans les sédiments de la rivière. Dans cette optique, la suite de ce travail présente deux applications, en rivière de la méthode, réalisées dans deux contextes très différents.

Application sur le bassin versant de Kerrien-Kerbernez

La première application de la méthode a donc été réalisée sur le bassin versant de Kerrien-Kerbenez, un petit bassin versant agricole. La fibre optique a été installée dans les sédiments d'un petit cours d'eau ordre 1, en tête du bassin versant, au niveau de sa source. ***Pour cette première expérience, les objectifs initiaux étaient de tester la faisabilité de la méthode, notamment les questions de logistique liées à la chauffe du câble (équipements supplémentaires, connexions électriques, électricité, conditions de terrain, etc.).***

Le cours d'eau où les mesures ont été réalisées est donc un cours d'eau d'ordre 1. Ceci présente deux avantages majeurs qui ont conduit au choix de ce site pour réaliser les tests. Premièrement, la taille du cours d'eau (peu de hauteur d'eau et très étroit) était particulièrement propice à l'installation manuelle et rapide du câble de fibre optique. Seulement trois jours ont été nécessaires pour installer le câble, réaliser les mesures et retirer le dispositif. Deuxièmement, le lit de la rivière est très peu épais. En accord avec la littérature, on s'attend donc à y observer des arrivées d'eau de nappe contribuant largement au débit du cours d'eau (Sophocleous, 2002) et des écoulements hyporhéiques relativement faibles, voire inexistants.

En parallèle, des mesures passives de température ont été menées sur ce même cours d'eau. Avant le début de cette thèse, plus de 500 m de câble de fibre optique avaient été installés sur le site et la température du lit de la rivière a été mesurée en continu durant plus de 8 mois avec pour objectif la caractérisation de la dynamique spatiale et temporelle des interactions nappe/rivière à l'échelle d'un petit bassin versant.

La partie suivante (Partie 2 du manuscrit) présente donc les deux expériences réalisées sur le site de Kerrien-Kerbernez et s'intéresse :

- aux résultats des mesures passives acquises pendant 8 mois, en partie traités pendant cette thèse. Il s'agit d'identifier et de localiser les arrivées d'eau à l'échelle du bassin versant et de proposer une première quantification des flux. Cela permettra de mettre en avant les avantages et les limites de cette méthode.

× aux résultats des mesures actives. Au-delà de la faisabilité de l'application en rivière, il s'agit ici d'estimer les flux le long d'un petit tronçon de rivière (60 m) et se poser la question de la variabilité spatiale des écoulements à cette échelle.
× à la comparaison des mesures passives et actives. Les résultats des deux expériences seront comparés afin d'évaluer leur cohérence, ce qui permettra de mettre en évidence les avantages de chaque approche et leur complémentarité dans la caractérisation des échanges nappe/rivière.

De manière générale, l'objectif de ces travaux est donc de montrer les apports de la méthode active DTS pour la caractérisation de la dynamique spatiale et temporelle des échanges nappe/rivière sur un petit cours d'eau d'ordre 1, où le débit est fortement dépendant des arrivées d'eau.

Application sur le site expérimental du Pont de Signy (Sélune)

La seconde application de la méthode s'est faite dans un environnement tout autre. Les mesures ont été réalisées sur le site expérimental du *Pont de Signy,* dans le bassin versant de la Sélune. Le site se situe dans la partie aval du bassin versant (à environ 15 km en amont son exutoire dans la baie du Mont-Saint-Michel), où le fleuve est large (~ 20m) et s'écoule dans une plaine alluviale. Dans cette partie du bassin versant, on pourrait donc s'attendre à de fortes interactions avec la plaine alluviale en matière de volumes échangés même si la contribution de la nappe au débit devrait être en proportion potentiellement faible (Sophocleous, 2002). ***Le premier objectif de ces travaux est donc de tester la faisabilité et l'applicabilité de la méthode sur un cours d'eau de cette envergure. La volonté de réaliser des mesures à différentes périodes de l'année a conduit à une installation pérenne des équipements, ce qui permettra de discuter plus généralement de la mise en œuvre de tels équipements.***

Ensuite, le site expérimental est situé dans un point du bassin versant où le contexte particulier devrait fortement influencer les échanges nappe/rivière.
× Tout d'abord, il est situé en aval de deux barrages hydroélectriques, tous deux construits sur la Sélune. Au moment des mesures actives DTS, la gestion de ces barrages conditionnait entièrement le niveau d'eau en aval et ses variations au cours du temps. Du point de vue des échanges nappe/rivière, il s'agit alors de mesurer et comprendre l'influence des variations singulières du cours d'eau sur les écoulements et de se poser la question d'un potentiel Bank Storage Effect qui pourrait conférer une variabilité temporelle singulière aux interactions.

× Ensuite, des prélèvements d'eau pour l'alimentation en eau potable ont lieu dans la plaine alluviale, proche du cours d'eau et du site expérimental, à raison de 1500 m^3/j. Ces prélèvements pourraient également influencer et orienter les écoulements de la rivière vers la nappe et contraindre complètement ou en partie les flux.

× Enfin, le site expérimental a été installé dans un contexte morphologique particulier puisqu'il se trouve au niveau d'un méandre du fleuve. On s'attend donc à ce que les écoulements soient également contraints par le méandre, avec une probable infiltration de l'eau de la rivière qui pourrait le traverser de part et d'autre et étendre ainsi la zone hyporhéique dans la plaine alluviale (Boano et al., 2006, 2010; Cardenas et al., 2004; Cardenas, 2009; Gerecht et al., 2011; Gomez-Velez et al., 2017; Revelli et al., 2008).

Les mesures actives DTS ont donc été réalisées dans un contexte singulier où les écoulements sont potentiellement contraints par des conditions fortes aux limites, le niveau de la rivière étant régulé en amont par les barrages et le niveau de la nappe alluviale par les prélèvements d'eau. À cela s'ajoute la morphologie particulière du cours d'eau à cet endroit (méandre), qui devrait aussi influencer en partie les sens d'écoulement. ***Dès lors, l'objectif sous-jacent à la caractérisation des échanges nappe/rivière est de comprendre la dynamique des écoulements dans un contexte fortement contraint d'un point vue hydrogéologique, hydrologique et géomorphologique et savoir si ces contraintes, à l'échelle du méandre, vont impacter la distribution des écoulements à l'échelle plus locale. En d'autres termes, va-t-on observer une variabilité spatiale à l'échelle locale (le câble était déployé sur une petite partie du méandre) en fonction de la morphologie du lit de la rivière ? Ou les fortes contraintes à l'échelle du méandre vont-elles supplanter les dynamiques locales ? Enfin, la répétition des mesures dans le temps permettra de poser la question de la variabilité temporelle des échanges.***

Partie 2

Application sur le site de Kerrien

Sur le bassin versant de Kerrien-Kerbernez, dans la partie Golf

Partie 2

Dans cette partie, nous présenterons la première application sur le terrain des mesures actives que nous avons réalisé sur le site de Kerrien-Kerbernez. La méthode a été déployée dans un petit cours d'eau d'ordre 1 dans un bassin versant agricole. Pour cette première expérience, les objectifs initiaux sont de tester et discuter la faisabilité de la méthode en milieu naturel. Nous présenterons donc l'expérience active réalisée sur ce site puis nous verrons comment les méthodes d'interprétation développées dans la partie 1 peuvent être appliquées pour interpréter les données de terrain. Il s'agira alors d'estimer les flux le long d'un petit tronçon de rivière (60 m) et de se poser la question de la variabilité spatiale des écoulements à cette échelle.

En parallèle, des mesures passives de température ont été réalisées sur ce même cours d'eau. Plus de 500 m de câble de fibre optique ont ainsi été installés avant le début de ma thèse, ce qui a permis de mesurer la température du lit de la rivière en continu durant plus de 8 mois. Après avoir présenté cette installation et les résultats des mesures de température collectées durant cette période, nous verrons comment il est possible d'identifier et de localiser les arrivées d'eau à l'échelle du bassin versant et de proposer une première quantification des flux à partir de ces mesures passives de température. Cela permettra de discuter les avantages et les limites de cette méthode.

Finalement, les résultats des deux expériences seront comparés afin d'évaluer leur cohérence, ce qui permettra de mettre en évidence les avantages de chaque approche et leur complémentarité dans la caractérisation des échanges nappe/rivière.

Cette partie a été rédigée en vue d'une future valorisation et ce présente donc sous forme d'un article scientifique.

Complementarities of passive and active DTS methods to locate and quantify groundwater/surface water interactions

N. Simon[1], O. Bour[1], M. Faucheux[2], N. Lavenant[1], H. Le Lay[2], O. Fovet[2], Z. Thomas[2] and L. Longuevergne[1]

[1] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France

[2] UMR SAS 1069 INRA AGROCAMPUS OUEST, Rennes Cedex – France.

Abstract

Given the interest in characterizing hyporheic flows and quantifying interactions between groundwater and surface water, the FO-DTS (Fiber Optic Distributed Temperature Sensing) technology has been widely developed for hydrological applications during the last decade, showing the potential of this approach to localize groundwater inflows and characterize the temporal pattern of exchanges. However, the quantification of flow remains difficult and limited since it often requires energy balance models or coupling distributed temperature measurements with additional punctual methods. To address the challenge of quantifying groundwater flow, active-DTS methods have been developed recently in hydrogeology. Contrary to passive-DTS measurements that consist in monitoring natural temperature fluctuations, active-DTS methods consist in continuously monitoring temperature changes induced by a heat source and measured along a FO cable. The difference of temperature induced is directly dependent on flow, offering the possibility to quantify flows and their distribution all along the FO cable at high spatial and temporal resolutions. Here, we propose to compare long-term passive DTS measurements and active DTS measurements and their respective potential to locate and quantify groundwater - stream water interactions, which was never achieved until now. Both passive and active experiments were concurrently conducted by deploying FO cables in the streambed sediments of a first- and second-order stream within a small agricultural catchment. Long-term passive-DTS measurements and the associated quantification of vertical flow using a simple numerical model highlighted the temporal and spatial dynamic of groundwater discharge into stream depending on streambed properties and topography and on the annual hydrological cycle. Despite that, results also showed the difficulty of quantifying precisely groundwater inflows, demonstrating the interest of conducting active-DTS measurements in stream. Indeed, the active-DTS experiment allowed estimating the spatial distribution of both the thermal conductivity and the groundwater flow at high resolution with low uncertainty along the heated section of FO cable. Finally, the comparison of these two approaches demonstrated the potential of active-DTS methods to quantify groundwater inflows but also the complementarity of the two methods to fully investigate and characterize patterns of groundwater/stream water exchanges at the catchment scale.

1. Introduction

Understanding groundwater and stream water interactions as integral components of a stream catchment continuum is crucial for efficient development and management of groundwater resources (Bencala, 1993; Brunke & Gonser, 1997; Sophocleous, 2002) and for the preservation of groundwater dependent ecosystems and riparian habitats (Kalbus et al., 2006). Such play a major role on physical, geochemical and biological processes occurring in the stream or at the interface (Jones & Mulholland, 2000) and on water quality affecting river ecohydrology and hydrochemistry, particularly during dry periods when groundwater is the principal contribution to stream discharge (Brunke & Gonser, 1997).

However, localizing and quantifying exchanges between groundwater and stream water is often difficult since exchange processes, controlled by multi-scale processes, vary both in time and space (Brunke & Gonser, 1997; Varli & Yilmaz, 2018; Woessner, 2000), leading to an extreme heterogeneity in the distribution of fluid exchanges (Kalbus et al., 2009). At small scale, spatial variations are strongly controlled by heterogeneity of streambed sediments and associated hydraulic conductivity (Alley et al., 2002; Conant, 2004; Fleckenstein et al., 2006; Schmidt et al., 2007) but also by streambed topography, river morphology and stream curvature (Boano et al., 2006; Cardenas et al., 2004; Harvey & Bencala, 1993). Spatial and temporal fluctuations also depend on catchment dynamics and may be linked to hydrological and hydrogeological events such as changes in hydraulic gradients (Keery et al., 2007; Varli & Yilmaz, 2018).

To estimate water flux between stream water and groundwater, and especially identify patterns of focused discharge, a wide range of methods exist, such as direct measurement of water flux, i.e. seepage meters (Lee, 1977), tests in shallow piezometers (Baxter et al., 2003; Rosenberry, 2008), tracer injection (Harvey et al., 1996) and use of heat as a groundwater tracer (Anderson, 2005; Constantz, 2008). This last method became particularly popular in groundwater hydrology because natural changes in stream water temperature can be large and rapid, depending on air temperature variations (Anderson, 2005; Reeves & Hatch, 2016; Constantz, 2008). First, when significant differences exist between groundwater and stream water temperatures, temperature anomalies can be detected at the sediment-water interface (Krause et al., 2012; Sebok et al., 2013; Westhoff et al., 2011) or into the streambed (S. Krause et al., 2012; Lowry et al., 2007) which allows locating groundwater discharge (upward conditions). Secondly, the monitoring of the propagation of heat signal at different depths in

the streambed provides an estimate of those interactions (Anderson, 2005; Constantz, 2008; Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; Lapham, 1989; Stallman, 1965; Webb et al., 2008; Winter et al., 1998). Indeed, the diurnal or seasonal temperature signal in stream water propagates deeper for losing streams (downward conditions), and even under no-flow conditions, than for gaining streams (upward conditions) (Briggs et al., 2014; Constantz, 2008; Goto et al., 2005), since groundwater discharge in stream attenuates considerably the stream temperature variations through streambed. Thus, vertical thermal profiles were successfully applied to determine flow directions (Anderson, 2005; Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007), quantify groundwater discharge (Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; Lapham, 1989) and estimate hydraulic parameters (Constantz & Thomas, 1996).

However, only a local-scale characterization of the stream-aquifer interface is achievable with this approach while extensive information on spatial and temporal temperature patterns are required to gain a more complete understanding at reach scale, and even at catchment scale. This was made possible by the development and the use of the Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) technology for environmental applications (Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Shanafield et al., 2018; Tyler et al., 2009). FO-DTS provides continuous temperature data through space and time along fiber optic cables at high resolution (Habel et al., 2009; SEAFOM, 2010; Ukil et al., 2012). Based on thermal anomalies induced at the stream/sediment interface by discharge in the stream, FO-DTS was successfully used in hydrology to identify groundwater inflows and their spatial variabilities by simply deploying FO cables at the bottom of the stream, on top of the streambed surface (Briggs et al., 2012; Rosenberry et al., 2016; Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Westhoff et al., 2007, 2011). This approach was also used to study seasonal and temporal fluctuations of groundwater discharge into streams (Matheswaran et al., 2014; Slater et al., 2010) and into a lake (Sebok et al., 2013) and thus to highlight the temporal heterogeneity in the distribution of fluid exchanges. However, DTS in-stream measurements are widely limited and this approach is only applicable under certain conditions: i) upward conditions (gaining streams) that induce temperature anomalies in the stream, ii) a significant and large difference in temperature between groundwater and stream water to insure a significant and detectable change in stream temperature and iii) a large enough contribution of groundwater to stream flow to insure a detectable contrast of temperature in the stream (Lauer et al., 2013), which limits the application of the method to narrow streams and/or high and focused groundwater discharge areas. In order to avoid signal

temperature loss induced by river flow, some studied proposed to detect thermal anomalies in the streambed by burying the FO cable below the sediment-water interface, i.e. into the streambed sediments, in the hyporheic zone (S. Krause et al., 2012; Lowry et al., 2007), which improves the possibility of localizing groundwater inflows.

However, FO-DTS applications in the streambed sediments remain quite limited, despite the high potential of the approach. Indeed, the combination of FO-DTS technology with classical methods that estimate vertical water fluxes from time-series temperature records at different depths in the streambed should provide the flow direction and the distributed estimation of flows along the FO cable, even for weak fluxes. Thus, Mamer & Lowry (2013) demonstrated the potential of this approach by deploying a pair of FO cables, buried at two different depths, in an experimental streambed and by using the amplitude shift time series method to estimate vertical fluxes. Considering the challenge of deploying a pair of DTS cables in a natural stream, Le Lay et al. (2019) proposed coupling FO-DTS data collected along a single buried cable with punctual temperature measurements from thermal lances. Thus, by monitoring temperature fluctuations along the cable over a one-year period, they showed the spatial and temporal variability of exchanges, respectively associated to the streambed topography and to the annual hydrological cycle (Le Lay et al., 2019a) and the potentiality of the method to estimate diffuse groundwater inflows (Le Lay et al., 2019b).

To summarize, many studies showed the potential of the method to localize groundwater discharge by detecting temperature anomalies induced by groundwater inflows into the stream (Rosenberry et al., 2016; Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006; Westhoff et al., 2007; among others). The repetition of measurements or the long-term monitoring of temperature also permits understanding the temporal fluctuations of groundwater discharge according to the hydrological cycle (Le Lay et al., 2019a; Matheswaran et al., 2014; Slater et al., 2010). However, the distributed quantification of flow from passive-DTS measurements remains challenging. Energy balance models (Selker, van de Giesen, et al., 2006; Westhoff et al., 2011) require monitoring significant temperature changes over time that often limits the application of the method to large groundwater inflows, small streams and flow system having a large difference in temperature between groundwater and surface water. Moreover, the estimation of low flows or diffuse groundwater inflows requires additional localized flow estimates or measurements (Briggs, Lautz, & McKenzie, 2012) such as seepage meters (Rosenberry et al., 2016), vertical temperature profiling (Le Lay et al., 2019b; Mamer & Lowry, 2013), vertical hydraulic gradients (S. Krause et al., 2012) etc. This

implies to extrapolate at greater scale localized estimates which may lead to highly increase the uncertainties on results.

To address the difficulty of using temperature time series for estimating flow, active-DTS methods have been more recently developed in environmental applications. Contrary to passive-DTS methods that consist in monitoring natural temperature fluctuations, as so far described, active-DTS methods consist in continuously monitoring temperature changes, induced by a heat source and measured along a FO cable (Bense et al., 2016). For instance, the difference of temperature measured between an electrically heated and a non-heated FO cable is directly dependent on fluxes (Bense et al., 2016; Read et al., 2014; Sayde et al., 2015), offering the possibility to determine flow velocity distribution all along the FO cable and to quantify fluxes at unprecedented spatial and temporal resolutions.

Active heat tracer experiments using fiber-optic DTS have been used for different environmental applications with different experimental protocols. For instance, among the first applications, active DTS methods have been developed to estimate the variability of soil moisture (Benitez-Buelga et al., 2014; Sayde et al., 2014; Weiss, 2003) but it also been used to estimate wind speed in the low atmosphere (Sayde et al., 2015), for dam monitoring (Aufleger et al., 2007; Perzlmaier et al., 2004), to characterize and/or measure groundwater flow in open boreholes (Banks et al., 2014; Klepikova et al., 2018; Leaf et al., 2012; Liu et al., 2013; Read et al., 2014, 2015), in sealed boreholes (Coleman et al., 2015; Maldaner et al., 2019; F. Selker & Selker, 2018) or in direct contact with sedimentary aquifers (Bakker et al., 2015; Del Val et al., Submitted; des Tombe et al., 2019). To interpret the increase of temperature due to the heating cable, Simon et al., (Submitted) proposed a general experimental framework for the application of active-DTS methods in the field. They validated a full methodology to estimate the spatial distribution of both porous media thermal conductivities and groundwater fluxes in sediments using a single heated FO cable. They showed that active-DTS methods could investigate groundwater fluxes over a large range with an excellent accuracy.

Besides these promising developments, active-DTS methods have been seldom used in hydrology to estimate interactions between groundwater and surface water. Used for high-resolution vertical temperature profiling (Briggs et al., 2016), active-DTS methods can be used to quantify vertical flux and propose a local-scale characterization of the stream-aquifer similar to heat-pulse methods (Lewandowski et al., 2011). In order to characterize

groundwater and surface water interactions along the stream, Kurth et al. (2015) coupled passive and active DTS approaches to determine and highlighted areas with lower and higher rates of water flow over the cable. However, the quantification of fluxes remains unexplored.

This study aims to discuss the capabilities and limitations of high-resolution DTS methods to locate and quantify groundwater - stream water interactions, by proposing a comparison between long-term passive DTS measurements and active DTS measurements. Both passive and active experiments were conducted by deploying FO cables in the streambed sediments of a first- and second-order stream within a small agricultural catchment. First, passive-DTS measurements consisted in monitoring for eight months streambed temperature variations along a FO cable deployed over more than 530 m in contrasted landscapes. The long-term monitoring should therefore lead to discuss the spatial variability of discharge area according to streambed properties and topography and also the potential temporal fluctuations of exchanges depending on the annual hydrological cycle and flow dynamics. Vertical fluxes will be then obtained in discharge areas by solving the heat transport equation with a simple numerical model of finite differences. Then, an active-DTS experiment was conducted in the streambed concurrently with passive-DTS measurements, by deploying a second and heatable FO cable in a section where groundwater inflows were observed from the first results obtained with passive FO-DTS measurements. The elevation of temperature measured along the heated cable will be used to estimate the spatial distribution of both thermal conductivities and groundwater fluxes at high resolution. This should lead to discuss the applicability of active-DTS method in this context, which was never achieved until now. The spatial variability and flow estimates obtained with both passive- and active-DTS measurements will be finally compared. The temporal and spatial scale of each method will be finally discussed, leading to define their capabilities, their limitations but also their complementarity.

2. Materiel and methods

2.1. Principle of the methods

Within the streambed, heat is transferred into and through sediments as a result of two main mechanisms: advection (heat transfer while water flows through the sediments) and conduction (molecular diffusion between the streambed stream and the underlying sediments). The transport of heat in saturated porous media by conduction and advection is described by the following heat transport equation (Carslaw & Jaeger, 1959; Domenico & Schwartz, 1998):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_t \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) - q \frac{\rho_w c_w}{\rho c} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2.1)$$

Equation (2.1) corresponds to the 2D advection-conduction equation for a homogeneous and isotropic porous medium with a uniform and constant fluid flow q in x-direction as proposed by Stallman (1965). In this equation, T is the temperature (K), q the groundwater flux (or specific discharge) (m/s), ρc the volumetric heat capacity of the rock-fluid matrix (J/m^3/K) and $\rho_w c_w$ the volumetric heat capacity of water (J/m^3/K). D_t is the thermal diffusivity coefficient (m^2/s) and depends on λ, the thermal conductivity (W/m/K):

$$D_t = \frac{\lambda}{\rho c} \quad (2.2)$$

As shown by Equations (2.1) and (2.2), using heat as a tracer requires to estimate thermal properties of both the fluid and the solid (Anderson, 2005). Although thermal properties of sediments vary over a limited range (Kalbus et al., 2006), streambed heterogeneity can induce a strong spatial variability of the these properties, especially of the thermal conductivity λ while the estimation of groundwater discharge is highly dependent on the estimation of streambed parameters (Briggs et al., 2014).

In this study, we propose to compare passive and active-DTS measurements conducted in the streambed. For both cases, this merely amounts to conduct heat tracer experiments and to monitor the evolution of temperature over time. The main difference between the two approaches is the heat source inducing the temperature variations over time.

In the first case, for passive-DTS experiments, it consists in monitoring natural temperature fluctuations over time at a given depth. Under no-flow conditions (when stream is disconnected from the aquifer), conductive heat transport is entirely responsible for delayed and attenuated propagation of daily and seasonal stream temperature oscillations with depth in the sediments. For losing streams, both conductive and downward advective heat transports are responsible of the propagation in depth of daily stream temperature fluctuations, meaning that large diurnal fluctuations can be observed in sediment temperature and propagate deeper (Constantz, 2008). For gaining streams, streambed temperature is controlled both by conductive and upward advective heat transports. In this case, the propagation in the sediments of the stream temperature variations through conduction is weak or even negligible compared to temperature variations induced by upward advective heat transport. Since groundwater temperature is relatively stable over time, slight diurnal variations in temperature

can be monitored in sediments, depending on inflow velocity. The higher the inflow, the smaller diurnal variations. Although advective and conductive mechanisms are both involved in the spatial and temporal dynamic of streambed-temperature patterns (Constantz, 2008) numerous studies show that streambed temperature is mainly controlled by heat advection both in losing and gaining streams (Cardenas & Wilson, 2007b; Constantz, 2008). Ultimately, streambed temperature variations at a given depth are controlled by thermal properties, by boundary conditions (stream and groundwater temperatures) and by discharge flow rate.

On the other hand, active-DTS experiments consist in monitoring temperature changes induced by an artificial heat source injected in the sediments. In this study, the FO cable is heated electrically through its steel armoring while the elevation in temperature is continuously monitored using the fiber optic inside the cable. Therefore, a single FO cable is used as a heat source and to measure the surrounding temperature all along the heated section, as applied in some previous studies (Bakx et al., 2019; Bense et al., 2016; Read et al., 2014; F. Selker & Selker, 2018; Simon et al., Submitted). In this configuration, the temperature increase measured during an active-DTS experiment is also controlled by heat transfer processes occurring in the porous medium according to Equation (2.1). Without any flow, heat transfers occur only by conduction and a gradual and continuous increase of temperature is therefore expected. If water flows through the porous medium, advection partly controls the thermal response by dissipating the heat produced by the heat source. The higher the water flow, the lower should be the temperature increase. However, contrary to passive-DTS experiments, the applicability of the method in the field does not depend on boundary conditions (stream and groundwater temperatures and gradient) that highly control the possibility of monitoring temperature fluctuations at different depths.

2.2. The experimental setup on the Kerbernez catchment

2.2.1. The Kerbernez catchment

The experiment has been developed on the Kerbernez catchment network located in South-western Brittany (4°7'24.87''O:47°56'26.97''N). It is part of the AgrHys Environmental Research Observatory, whose principal aim is to understand and characterize transit times in small agricultural catchments (https://www6.inra.fr/ore_agrhys). The site has been the subject of extensive hydrogeological, hydrological and geochemical researches. The instruments and equipments installed on the experimental site are described in Fovet et al. (2018). The bedrock is a fissured and fractured granite, the "leucogranodiorite of Plomelin" (Béchennec & Hallégouët, 1999), overlain by a weathered material (regolith) from a few meters to 20 m thick. The climate is oceanic with mean annual temperature of 12°C. The average temperature recorded at the weather station is 11.2°C and the temperature ranges between -5.8 and 30.7°C. The average annual rainfall between 1993 and 2017 is 1114 mm.

As shown in Figure 2-1, the Kerbernez catchment is a headwater catchment with first- and second-order streams, subdivided in four sub-catchments namely the Kerrien, the Kerbernez, the Gerveur and the Le Puits sub-catchments. The stream has its source in the Kerrien catchment and reaches the Le Puits catchment, which drains the Gerveur, the Kerrien and the Kerbernez basins, where it becomes a second-order stream. The Kerrien sub-catchment is a small agricultural catchment (0.095 km²) with higher slopes in the upper parts (14%) than in the bottom lands (5%), where a large wetland was developed (Ruiz et al., 2002). From a landscape perspective, the Le Puits catchment can be subdivided in two areas as highlighted in Figure 2-1. In the first part, the fields were converted into a golf course. This is a made-man environment where the stream has been completely restored and dammed to facilitate maintenance. Drainage pipes contribute to drain precipitation from the catchment area directly into the stream, limiting the potential groundwater recharge by draining precipitation from the catchment area into the stream. Further to the North, the stream reaches a wood plain, a natural environment.

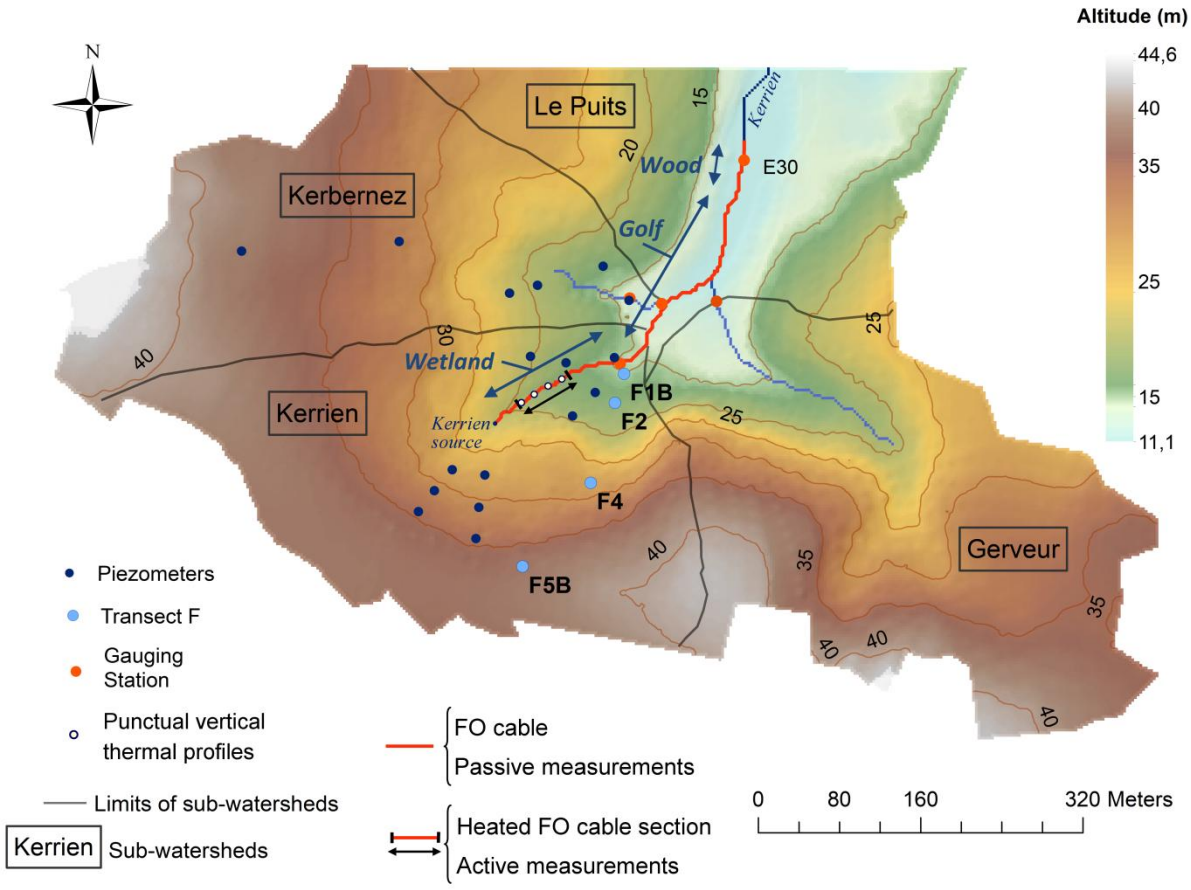


Figure 2-1. Piezometers and gauging station positions and fiber optic cable deployment on the Kerrien and Le Puits catchments**.**

2.2.2. Hydrological dynamics of the study site

The Kerrien catchment has been particularly studied and instrumented for estimating transit times in a small agricultural catchment (Fovet, Ruiz, Hrachowitz, et al., 2015; Martin, 2003). As shown in Figure 2-1, three transects of piezometers were installed from the upper catchment areas to the lower reach (stream). Temperature sensor and a pressure transducer have been installed at the bottom of each piezometer in the middle of the well screen.

For this study, we will particularly focus on the piezometer transfect F (Figure 2-1) which includes: the piezometer F5b (20 m depth with a 1.4 m well screen), located at the top of the hillslope; the midslope piezometer F4 (15 m depth with a 1 m well screen) as markers for the deep groundwater storage dynamics; the riparian piezometers F2 (2 m depth with a 0.35 m well screen) and F1b (5 m depth with a 1 m well screen) as markers for the riparian groundwater storage dynamics. As shown in Figure 2-2a, piezometric levels show clear seasonal fluctuations with high levels during winter and spring and low levels during summer and autumn. The largest differences of level can be observed at the top of the hillslope and at

the midslope. The gauging station E30 provides stream flow rate. Martin (2003) showed that stream discharge is highly correlated with hillslope head gradient during high water periods.

Figure 2-2b shows temperature fluctuations in stream and in piezometers over a time period from July 2013 to May 2017. The stream temperature ranges between 4.7 and 22.8°C with a mean of 12.1°C and a standard deviation of 2.4. Temperature is almost constant in the upslope domain (piezometers F5b and F4) with a mean of 12.5°C, while fluctuations can be observed in the downslope domain according to daily and seasonal temperature variations with means of 11.04°C and 12.06°C and standard deviations of 1.15 and 0.68 in piezometers F2 and F1b respectively. Moreover, the temperature difference between groundwater and stream water remains small: 10°C maximum during summer periods and 6°C maximum during winter and spring periods.

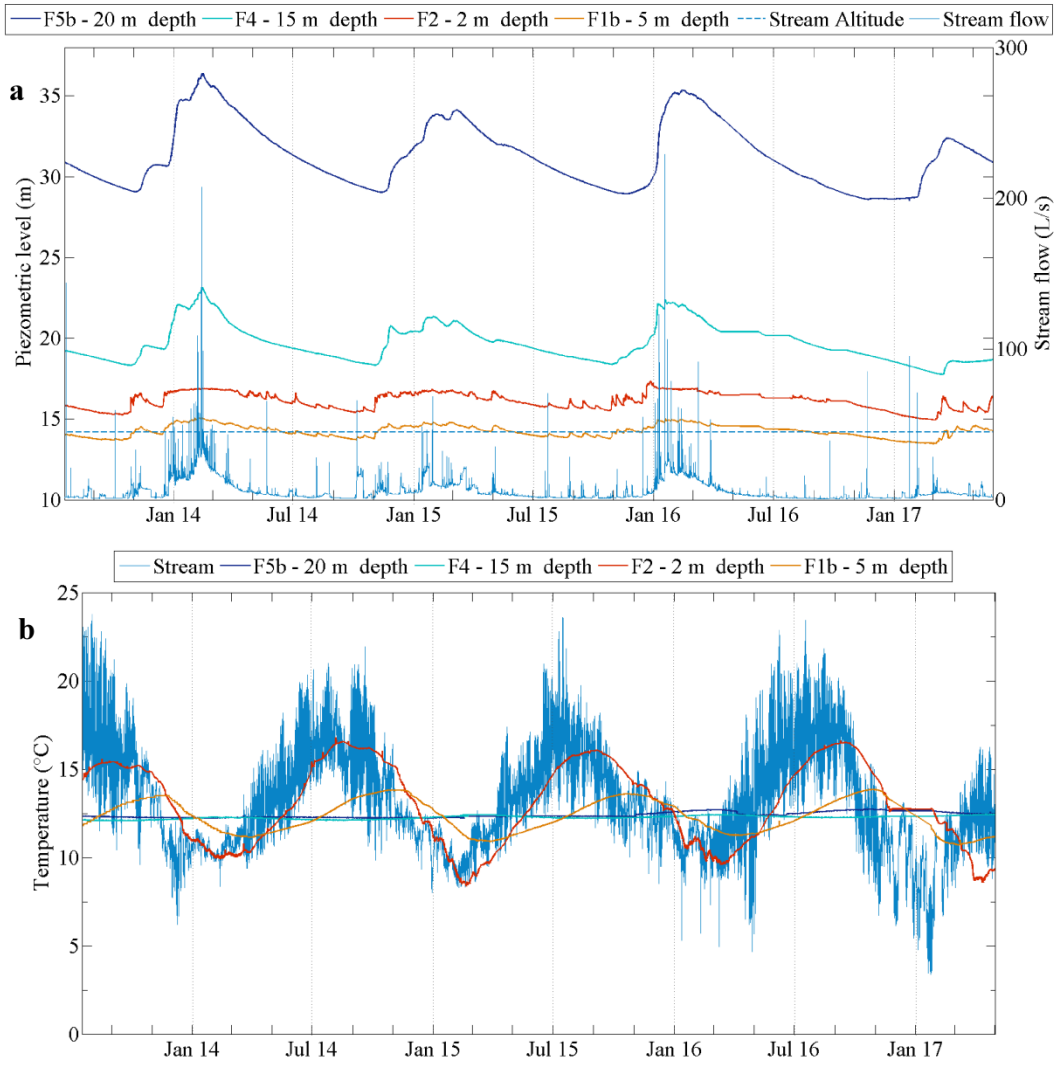


Figure 2-2. a. Long-term changes in stream flow and in piezometric levels along the transect F. b. Long-term temperature fluctuations over time in stream and in piezometers along the transect F.

Previous studies demonstrated that, as a headwater catchment, the contribution of groundwater to the stream flow reaches 80-90% and that the runoff is negligible expect from few flood events (Fovet, Ruiz, Faucheux, et al., 2015; Martin et al., 2006; Ruiz et al., 2002). Thus, seeing the gradient between the aquifer and the stream, groundwater discharge into the stream is expected especially during the high water level period. Considering the relatively small difference of temperature between groundwater and stream, the detection of thermal anomalies in the stream as marker of groundwater discharge could turn out to be difficult. This confirms the interest of burying FO cable within the sediments to facilitate the detection of potential temperature anomalies.

2.3. Passive DTS measurements and data interpretation

2.3.1. FO cable deployment

The passive-DTS experiment, corresponding to the long-term monitoring of temperature in the streambed, was conducted from December 2015 to July 2016 in the southern part of the Kerbernez catchment network, as shown in Figure 2-1. The FO cable has been deployed from Kerrien source and through the Kerrien catchment before reaching the Le Puits catchment. In total, more than 530 m length of BruSens FO cable has been buried directly into the streambed. Due to some obstacles (coarse gravels, cobbles, gauging stations, etc.) it was not possible to bury the FO cable in few places. Everywhere else, the burial depth was estimated in average at 8 cm.

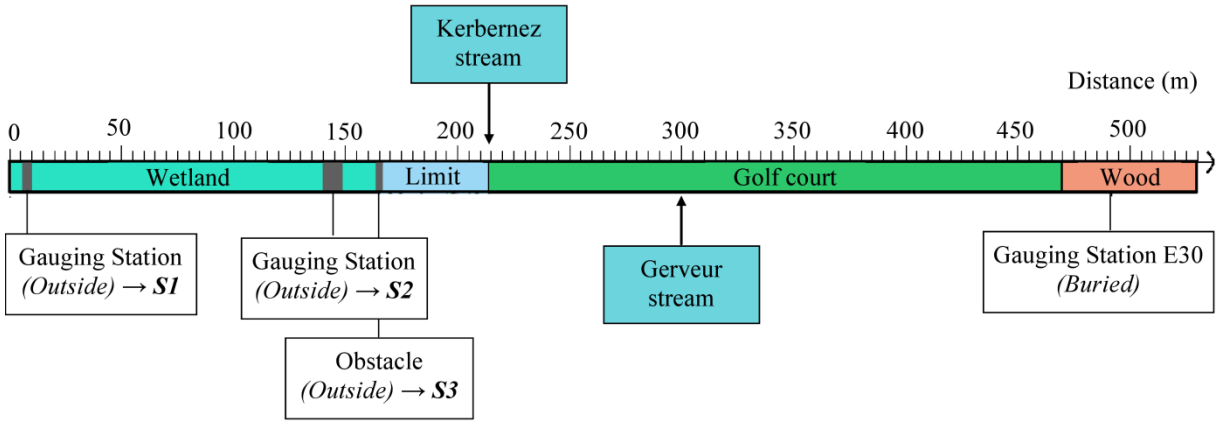


Figure 2-3. Deployment of the FO cable in the streambed over the stream catchment: link between measurement distance and the environment where the cable was deployed. The reference 0 corresponds to the Kerrien source and the starting point of DTS measurements in the streambed. Sections S1, S2, S3 correspond to spots where the cable is outside the stream because of obstacles.

As shown in Figure 2-1 and detailed in Figure 2-3, the first 165 meters of the FO cable have been deployed in the Kerrien sub-catchment, where the stream is surrounded by a wetland. The streambed is formed by sand and sludge whose thickness is low but large enough to bury properly the cable. Then, besides a harder substrate, the FO cable was deployed in the golf area, except in few local places where the deployment was not possible. The last 70 meters of the FO cable have been deployed in a wood plain, a natural environment, where a thick sandy riverbed facilitates cable burying. To conclude, the cable has been deployed in different environments, that is a riparian zone (wetland), a human-restored area (golf) and a wood plain. It allows studying the impact of the structure and nature of streambed sediments on the temperature measurement. We will also investigate the influence of the wetland and landscaping on groundwater recharge and about the importance of burying the FO cable to characterize exchanges.

Figure 2-4a details the hydraulic conditions observed during the temperature monitoring period. The nine-month experiment insures the monitoring of streambed temperature during both high and low water tables. Piezometric levels and stream flow show strong seasonal fluctuations with the highest levels from January to mid-April. As shown in Figure 2-4b, this period corresponds with high water table conditions, when the wetland is saturated up to the surface. During the period of study, the mean temperature recorded at the weather station of Kerbernez is of 10.92°C with a maximum of 25°C the 08th June 2016 and the minimum of -2.9°C the 16th February 2016.

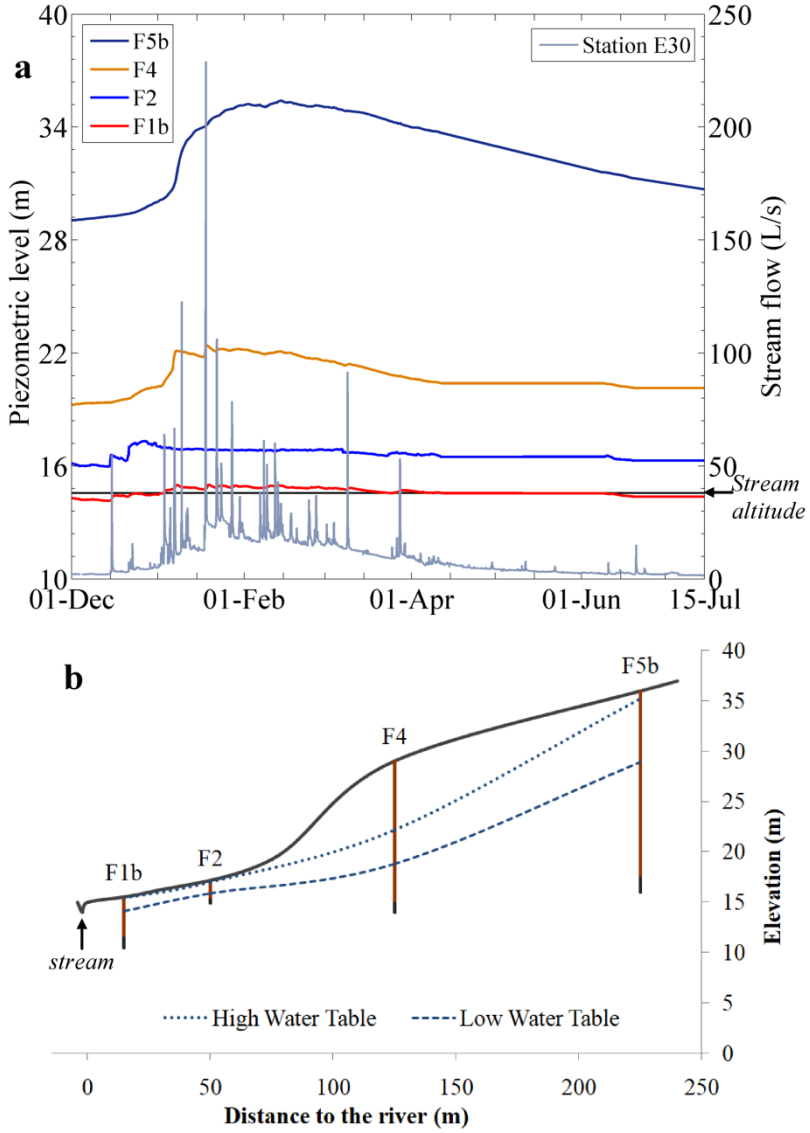


Figure 2-4. a. Piezometric level and stream flow rate variations during the passive-DTS experiment. b. Piezometer cross-section for the transect F highlighting higher and lower water table over the study period (the 10th January and the 05th December respectively).

2.3.2. Data Acquisition

The FO cable has been connected to a FO-DTS control unit, a Silixa XT-DTS instrument (2 km range). The DTS unit was configured in double-ended configuration (van de Giesen et al., 2012) to collect data at 25 cm and 10 minutes sampling interval. To calibrate the DTS unit, 20 m length of cable sections were placed in an ambient calibration bath and 20 m length were placed in a cold calibration bath (fridge). In each bath, a PT100 probe (0.1°C) and a RBR SoloT probe (0.002°C accurancy) record the temperature to calibrate data. To homogenize temperature in bath calibrations, air pumps have been set within each bath. To assess the quality of the calibration and the accuracy of temperature measurements, a RBR

SoloT probe has been set up at the gauging station E30 located at the entrance of the wood. As a uniform and continuous attenuation of the signal occurs along the cable (Tyler et al., 2009), it is necessary to estimate the accuracy of temperature measurements as far as possible from the DTS-unit. Comparison between DTS measurements and RBR SoloT probes showed that DTS provides an excellent measurement of temperature over time, with a relative uncertainty of measurement estimated at 0.05°C and absolute uncertainty of measurement estimated at 0.2°C. Such uncertainty highlights the advantage of the double-ended measurement (van de Giesen et al., 2012), which provides higher quality data for long-term monitoring and/or when a similar level of precision is needed along a long distance of the cable.

In addition to DTS measurements, 4 vertical temperature profiles (VTP) were installed in the streambed in the wetland area where groundwater discharge has been observed using the first results obtained with FO-DTS measurements. The position of these punctual sensors in the stream is shown in Figure 2-1. From upstream to downstream, the VTP are numbered from 1 to 4. For each location, the evolution of temperature was recorded from the 07th April 2016 to the 03rd May 2017 at 12.5 and 22 cm-depth in the streambed sediments using HOBO U12-015-02 sensors (±0.25°C precision) (see Table 2-1a – Application 1). Sensors used to measure vertical thermal profiles have been calibrated before the experiment using a calibration test bench and results have been corrected knowing the deviation of each sensor (± 0.1 °C in average). These vertical thermal profiles will be used to quantify local groundwater discharge and results will be compared with estimates from FO-DTS measurements.

2.3.3. Data interpretation

The interpretation of passive-DTS measurements requires generally a two-step processing approach: i) the identification and the localization of groundwater discharge and ii) the quantification of groundwater inflows.

The localization of groundwater inflows can be done by identifying temperature anomalies, which can be easily identified by plotting the evolution of the temperature over time and space, especially for long time series. Here, the groundwater temperature is relatively stable (12.5-13°C as shown in Figure 2-2b), meaning that temperature anomalies (positive or negative) should be observed if groundwater discharges into the stream and especially in winter and summer. When the difference of temperature between the stream and

the groundwater is relatively small, these thermal anomalies can also be identified using an analysis of the standard deviation of temperature for a given period (Sebok et al., 2015). Indeed, the calculation of the standard deviation provides insights about the diurnal amplitude of temperature, which directly depends on fluxes, and can therefore be used to highlight relative variations of fluxes along the cable.

To quantify vertical fluxes from DTS measurements, we use a numerical heat transport model solving the one-dimensional heat transport equation (Equation(2.1)). Contrary to analytical models based on the analyses of the ratio of amplitude and the phase shift of the temperature signal (Gordon et al., 2012; Hatch et al., 2006; Irvine et al., 2015; Luce et al., 2013; Swanson & Cardenas, 2011), the application of a numerical model can improve the simulation of heat transport in porous media since the choice of boundary conditions is more flexible (Munz & Schmidt, 2017; Voytek et al., 2014). It also reduces the effort of data preprocessing by avoiding the extraction of the diurnal temperature variation, which can be difficult since stream temperature can present stage fluctuations, irregular diurnal pattern or non-sinusoidal and non-steady boundary conditions.

To estimate vertical fluxes along the FO cable, we use the FLUX-BOT model, a numerical code developed by Munz and Schmidt (2017). This model aims to calculate vertical fluxes by inversing measured time series observed at different depths. It solves the 1D dimensional heat transport equation by applying a cell-centred Crank-Nicolson implicit finite difference scheme. Then, the derivative-free Nelder-Mead simplex optimization method (Lagarias et al., 1998) is applied to achieve the inverse modeling and estimate the flow velocity from measured temperature. It requires at least three temperature measurements at different depths leading to simulate temperature fluctuations in time and depth depending on the upper and lower temperature boundary conditions.

As described in the Table 2-1a, the FLUX-BOT model was used for:

(1) the analysis of temperature time series of the four punctual VTP installed in the streambed, as shown in the Table 2-1a (Application 1). As justified and discussed below, the stream temperature and the groundwater temperature measured in the piezometer F4 were respectively chosen as upper and lower boundary conditions respectively. Using these boundary conditions, the numerical model reproduces the temperature evolution collected at 12.5- and 22-cm depth and provides thus an estimate of vertical flow for each profile. In terms of methodology, this approach aims to validate and optimize the upper and boundary

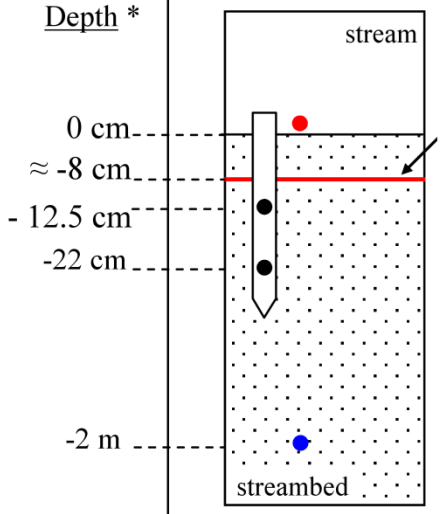
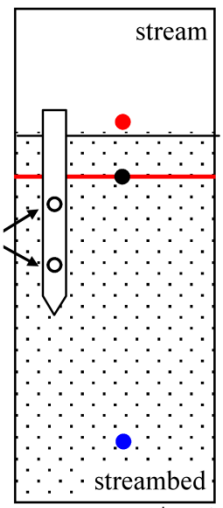
conditions, and especially the depth of the lower one, and to evaluate the effect of potential thermal conductivity variations on the results. Then, the results will permit discussing the potential spatial variability of groundwater discharge and will be compared with flow estimations based on DTS measurements.

(2) the interpretation of passive DTS measurements in order to estimate flow along the FO cable. This requires defining upper and lower temperature boundary conditions. As detailed in the Table 2-1a, the vertical temperature profiles were installed barely one month which does not permit estimating the whole DTS dataset as proposed by Le Lay et al. (2019b). Moreover, this approach has a main limitation: coupling DTS measurements (distributed) with punctual temperature measurements measured highly increases the uncertainty of estimation since the spatial variability of thermal conductivity is not taken into account. Thus, as an alternative, we decided to use FLUX-BOT to interpret DTS data using stream and groundwater temperature fluctuations respectively as upper and lower boundary conditions (see Application (2) in Table 2-1a). The temperature signal collected in the piezometer F4 (see Figure 2-1) is used as lower boundary conditions by fixing its depth at 2 m. Since the temperature measured in the piezometers F4 and F5b both showed constant and similar temperature signals over time (Figure 2-2b), we considered that the temperature measurements collected in these piezometers were the most representatives of groundwater temperature. The stream temperature was measured for the wetland area at the Kerrien source with a punctual temperature sensor and at the gauging station E30 (RBR SoloT) for the wood plain area. The stream temperature is assumed homogeneous for each area since shade and lighting conditions and water depths are similar. Temperature fluctuations obtained with DTS measurements have been reproduced over time for different point measurements along the cable in order to highlight spatial and temporal variability of exchanges.

For each application, the Table 2-1b details the value of input parameters used in the model. The effect of the thermal conductivity will be widely discussed in the results.

Table 2-1. a. Description of boundary conditions and investigated period for the different applications of FLUX-BOT**.** b. FLUX-BOT input parameters

a

	(1) Punctual vertical flow; Optimization	**(2)** Distributed vertical flow
Depth *		 *not in scale
	● Upper temperature boundary conditions ● T_z measured and simulated ● Lower temperature boundary conditions	
Observation period	07 April 2016 – 03 May 2016	02 Dec. 2015 – 05 July 2016
Measurement frequency	30 min	10 min

b

	Input Parameters	*Value*
ρc	Volumetric heat capacity the saturated sediments	3×10^6 J/m^3/K (a)
$\rho_w c_w$	Volumetric heat capacity the water	4.18×10^6 J/m^3/K (a)
λ	Thermal conductivity of the saturated sediments	0.9 - 4 W/m/K (a)
dz	Vertical mesh size	0.01 m (b)
wl	Length of time window for Temperature optimization	24h
u_i	Initial estimate of vertical flow	0 m/s (c)

(a) Value or range of thermal properties of common aquifers or building materials (Stauffer et al. (2013))
(b) As recommended by Munz & Schmidt (2017) in the user manual of FLUX-BOT, the vertical mesh width was chosen to be the quarter of the lowest distance between temperature sensors – i.e. 4.5 cm between the fiber-optic cable and sensors at 12.5cm depth.
(b) From the qualitative observations

2.4. Active DTS measurements

2.4.1. FO cable deployment and data acquisition

The first 3 months of temperature records through the passive-DTS experiment showed clear and significant temperature anomalies along the cable, especially in the wetland area, that were interpreted as potential groundwater exfiltration zones (See the results section below). Knowing the limitations of interpreting temperature time series, we decide to conduct, for the first time in stream, an active-DTS experiment which would allow comparing the potentialities of each approach to estimate flow. Thus, the active-experiment was conducted in April 2016 by deploying a heatable FO cable in the streambed in the wetland, as shown in Figure 2-1.

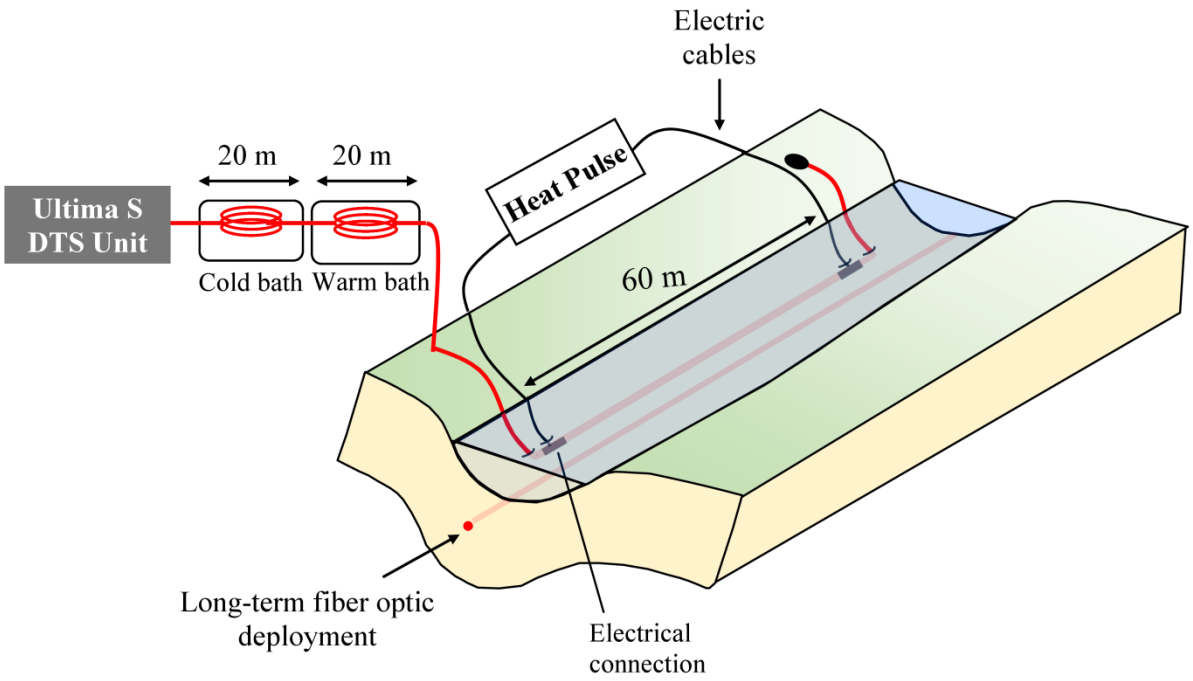


Figure 2-5. Experimental setup of the active experiment: a 60 meter-section of heatable cable has been electrically isolated, buried in the sediments and then heated by connecting to a power controller.

Figure 2-5 shows the experimental setup of the active-experiment. A 150 m length of BruSens FO cable has been connected to a FO-DTS control unit, a Silixa Ultima S instrument. The unit was configured in double-ended configuration to collect data at 12.5 cm and 60 seconds sampling interval. To calibrate the DTS unit, 20 m length of cable section were placed in an ambient calibration bath and 20 m length in a cold calibration bath (box filled with wetted ice). In each bath, a PT100 probe (0.1°C) and a RBR SoloT probe (0.002°C accuracy) record the temperature to calibrate data. To homogenize temperature in bath

calibrations, air pumps have been set within each bath. With this setup, relative uncertainty of measurement has been estimated to 0.05°C while absolute uncertainty of measurement did not exceed 0.2°C at maximum.

Of the 150 m of cable, a 60 meter section has been deployed and buried in the streambed to be parallel to the FO cable previously installed for the passive and long-term experiment (non-heated cable). The heating experiment remains very local around the buried cable and induces a small thermal perturbation of the streambed. The non-heated cable is not affected by the active experiment meaning that passive measurements allow monitoring streambed temperature fluctuations during the experiment and thus controlling variations of initial conditions. It should be noted that, during the FO cable deployment in the streambed, local heterogeneities led to the impossibility to deploy the whole heatable section in the streambed. For buried sections, the burial depth was measured in situ at different locations along the cable and estimated to be around 8 and 10 cm. Thanks to cable numbering, it has been possible to distinguish and accurately locate buried sections and outer sections, where fiber optic cables laid on the streambed. This 60-m section has been electrically isolated and heated by connecting to a power controller (provided by CTEMP, https://ctemps.org/) supplying a constant total electrical power of 2100 W. The total electrical power injected has been calculated in order to deliver a power intensity of 35 W/m along the heated FO cable. The heated cable has been energized continuously during 4 hours and the recovery was also monitored for an additional 3 hours after turning off the power controller.

2.4.2. Principle of data interpretation

As explained previously, the active-DTS experiment consists in electrically heating an armored FO cable to induce a heat source while the temperature increase is continuously monitoring along the FO cable using the DTS technology. A single FO cable is used to measure the surrounding temperature and as a heat source. Typically, the interpretation methods relies on the interpretation of the temperature increase (Bakker et al., 2015; Bakx et al., 2019; Del Val et al., Submitted; des Tombe et al., 2019; Perzlmaier et al., 2004; Simon et al., Submitted). In this study, the data will be interpreted following Simon et al. (Submitted), who propose a theoretical and general framework to interpret the thermal response during active-DTS experiments, leading to estimate both the porous media thermal conductivity and the groundwater flow in sediments. The general principle of data interpretation is summarized in Figure 2-6. Further details are provided in Simon et al. (Submitted).

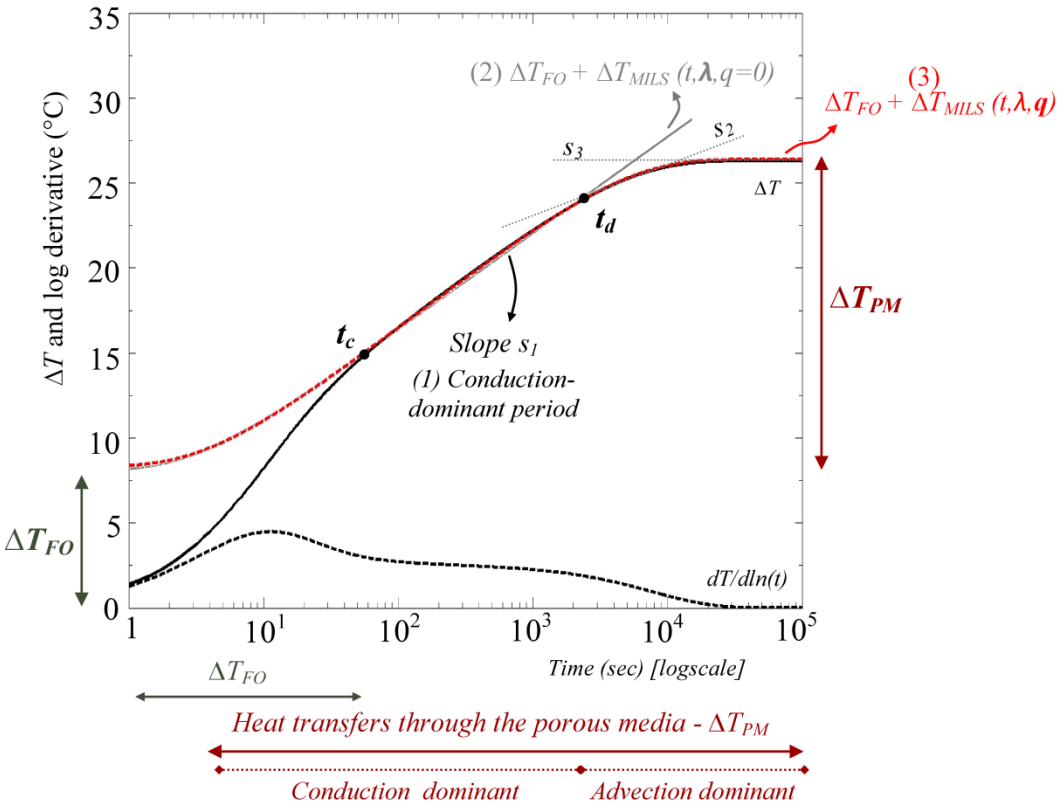


Figure 2-6. Major interpretation steps conducting to interpret the typical thermal response curve (black line) obtained from active measurements. The black dotted line corresponds to the log-derivative of temperature. 1) Definition of the conduction-dominant period; 2) Definition of the thermal conductivity of sediments λ by reproducing the temperature increase monitored during the conduction-dominant period using the MILS model considering q=0 m/s (grey line); 3) Definition of the groundwater flow q by reproducing the temperature increase monitored during both conduction-dominant and the advection-dominant periods using the MILS model (red line).

Figure 2-6 illustrates the typical thermal response curve expected during active-DTS experiments using a single heated cable. It shows the evolution of the temperature and its log-derivative (black dotted lines), represented in a semi-log graph. As initially shown by Del Val et al. (Submitted), the total temperature increase ΔT is the result of the combination of the effect of the FO cable (ΔT_{FO}) and the heat transfer occurring through the porous media (ΔT_{PM}):

$$\Delta T = \Delta T_{FO} + \Delta T_{PM} \quad (2.3)$$

ΔT_{FO} is the result of the heat storage and heat conduction occurring through the FO cable from the beginning of the heat injection. Due to the thermal properties of the FO cable, this mechanism induces a relatively large increase of temperature but only during the early period of heating, from the start of heating to time t_c. ΔT_{PM} is the result of the heat transfer occurring through the surrounding porous media driven by heat conduction and advection. It means that, as soon as the heat produced reaches the surrounding material, thermal heat processes

occurring through the porous media begin to control the heat transfer and thus the temperature increase. For a short period, the evolution of the temperature is thus simultaneously controlled by heat conduction and storage in the FO cable as well as heat transfers occurring in the porous medium.

For $t<t_d$, ΔT_{PM} is first mainly controlled by heat conduction before being controlled by heat advection that dissipates the heat produced, which limits the temperature rise and leads to the progressive stabilization of temperature for late time (Diao et al., 2004), while the associated log-time derivative decreases continuously before stabilizing towards zero. Indeed, once temperature variations are no longer sensitive to the effect of the heated FO cable, conduction heat transfers start controlling the temperature evolution and a gradual increase of temperature can be observed from $t=t_c$ up to $t=t_d$ corresponding to the "conduction-dominant period". The change in temperature is linear in the semi-logarithmic plot and is characterized by a straight line with slope s_1. During this period, the temperature rise is completely independent of flow velocity and the value of the thermal conductivity exclusively controls the slope of the increase.

When t exceeds t_d, the temperature rise departs from the conduction regime with a decreasing rate of temperature rise, while advection becomes dominant. After a transition period, approximated by a slope s_2, the temperature stabilizes at the maximum ΔT (straight line with slope s_3) meaning that the additional heat injected is fully dissipated by advection. The intensity of flow velocity controls the temperature increase meaning that, for a given value of thermal conductivity, higher values of ΔT can be associated with lower flow velocities

Simon et al. (Submitted) proposed two interpretation methods considering heat transfer processes occurring both through the FO cable itself and through the porous media: an analytical approach and a graphical identification. In this study we focus on the analytical approach, which is more convenient to estimate the distribution of groundwater flows along a FO cable. However, the graphical approach was used to confirm some of the results obtained with the analytical approach. The analytical approach focuses on the interpretation of the second part of the thermal response curve (ΔT_{PM}) when the temperature increase is only controlled by heat transfer occurring through the surrounding porous media. It uses a Moving Instantaneous Line Source (MILS) model, initially developed by Carslaw and Jaeger (1959), to reproduce the evolution ΔT_{PM} over time:

$$\Delta T_{PM}(x,y) = \frac{Q}{4\pi\,\lambda}\, exp\left[\frac{q\,x}{2D_t}\,\frac{\rho_w c_w}{\rho c}\right] \int_{\frac{x^2+y^2}{4tD_t}}^{\infty} \exp\left[-\Psi - \left(\frac{x^2+y^2}{D_t}\right)\frac{q^2}{16D_t\,\Psi}\,\frac{\rho_w{}^2 c_w{}^2}{\rho^2 c^2}\right]\frac{d\Psi}{\Psi} \qquad (2.4)$$

With Q a constant and uniform heating rate power (W/m), x and y the distance from the heat source located at x=0 and y=0 (with the flow in the x-direction) and Ψ a change of variable:

$$\Psi = \frac{x^2 + y^2}{4D_t t} \qquad (2.5)$$

As highlighted in Figure 2-6, the analytical approach can be separated in three major interpretation steps:

(1) The definition of the conduction-dominant period observed from $t=t_c$ up to $t=t_d$ that can easily be graphically defined since the temperature trends as a straight line in a semi-log representation (slope s_1). As reference point, the time t_c is marked by the end of the hump made by the log-time derivative of temperature.
(2) Once t_c and so the conduction-dominant period are defined, the MILS model (Equation (2.4)) can be used first by considering q=0 m/s (grey line) to reproduce the temperature increase occurring during the conduction-dominant period (i.e. for $t_c<t< t_d$ in Figure 2-6). When q=0 m/s, the slope of the temperature increase exclusively depends on the thermal conductivity. The tests can be conducted by considering a consistent range of thermal conductivity. Here, seeing sediments observed in the streambed (saturated clay, sand and gravels), the consistent value of thermal conductivity ranges between 0.9 and 4W/m/K (Stauffer et al., 2013). For each value of thermal conductivity, the calculation of the RMSE between the predicted model and the measured temperature during the conduction-dominant period leads to define the optimal value of the thermal conductivity.
(3) Knowing the value of thermal conductivity, the temperature increase can be then modelled for any $t>t_c$ using the MILS model (red line) considering both the previous value of thermal conductivity and the value of groundwater flux. The model is used to model the temperature increase by varying the value of flow velocity. The calculation of the RMSE between the predicted model and the measured temperature during both the conduction- and the advection dominant periods leads to define the optimal value of flow velocity.

3. Results

3.1. Passive DTS measurements

3.1.1. Qualitative approach

3.1.1.1. Long-term monitoring of streambed temperature along the river

Figure 2-7a shows changes in temperature monitored from December 2015 to July 2016 along the FO cable deployed in the streambed sediments. The x-axis indicates the distance between each measurement point and the Kerrien source (located at 0m). Broadly speaking, temperature decreases until mid-March before increasing gradually and reaching maximum values in July. Beyond this, it appears that changes in temperature are quite different over time according to the localization of the measurement. To illustrate this, three measurement points, respectively located at 94.56 m, 227.5 m and 357.91 m from the stream source, have been extracted and associated changes in temperature over time are presented in Figure 2-7b. These points were chosen because of their representativeness of the typical temperature evolutions observed all along the cable. Significant differences can be observed, especially concerning the amplitude of streambed temperature fluctuations. Thus, for the first example located at 94.56 m in the wetland area, the temperature is relatively stable over time (red line in Figure 2-7b). This results in observing "vertical yellow lines" in Figure 2-7a, which allows a clear and easy identification of thermal anomalies. Elsewhere, as illustrated by blue and orange lines in Figure 2-7b, greater daily and seasonally fluctuations are measured over time. There, the streambed temperature is likely to depend on stream temperature fluctuations, although clear and significant differences of amplitude are observable in space.

As highlighted in Figure 2-7a, the study of temperature evolution also highlights temporal trends. The temperature measured during the first month of measurement (period P1) is relatively alike all along the cable. Thus, as shown in Figure 2-7c, similar temperature evolutions can be observed during this month independently of the localization of the measurement point over the catchment: the temperature fluctuates between 9 and 14°C according to daily temperature fluctuations. The second period of time (P2 in Figure 2-7a), from January to mid-April, is characterized by higher temperature in the upstream (yellow vertical stripes). As highlighted in Figure 2-7d, the streambed temperature measured in the wetland (red line) stabilizes around 12.5°C while higher amplitudes of temperature are monitored further downstream (blue and orange lines). Finally, the third period (P3) is

characterized by the global increase of the temperature measured along the cable, although some sections, especially located in the wetland and in the first part of the golf court (before the confluence with the Gerveur stream), still present lower temperature (lighter and yellow areas). As shown in Figure 2-7b and focused in Figure 2-7e, during this period, the streambed temperature evolution is generally marked by an increase of both the mean temperature and the daily temperature amplitudes all over the catchment, although this increase in amplitude is very irregular along the cable.

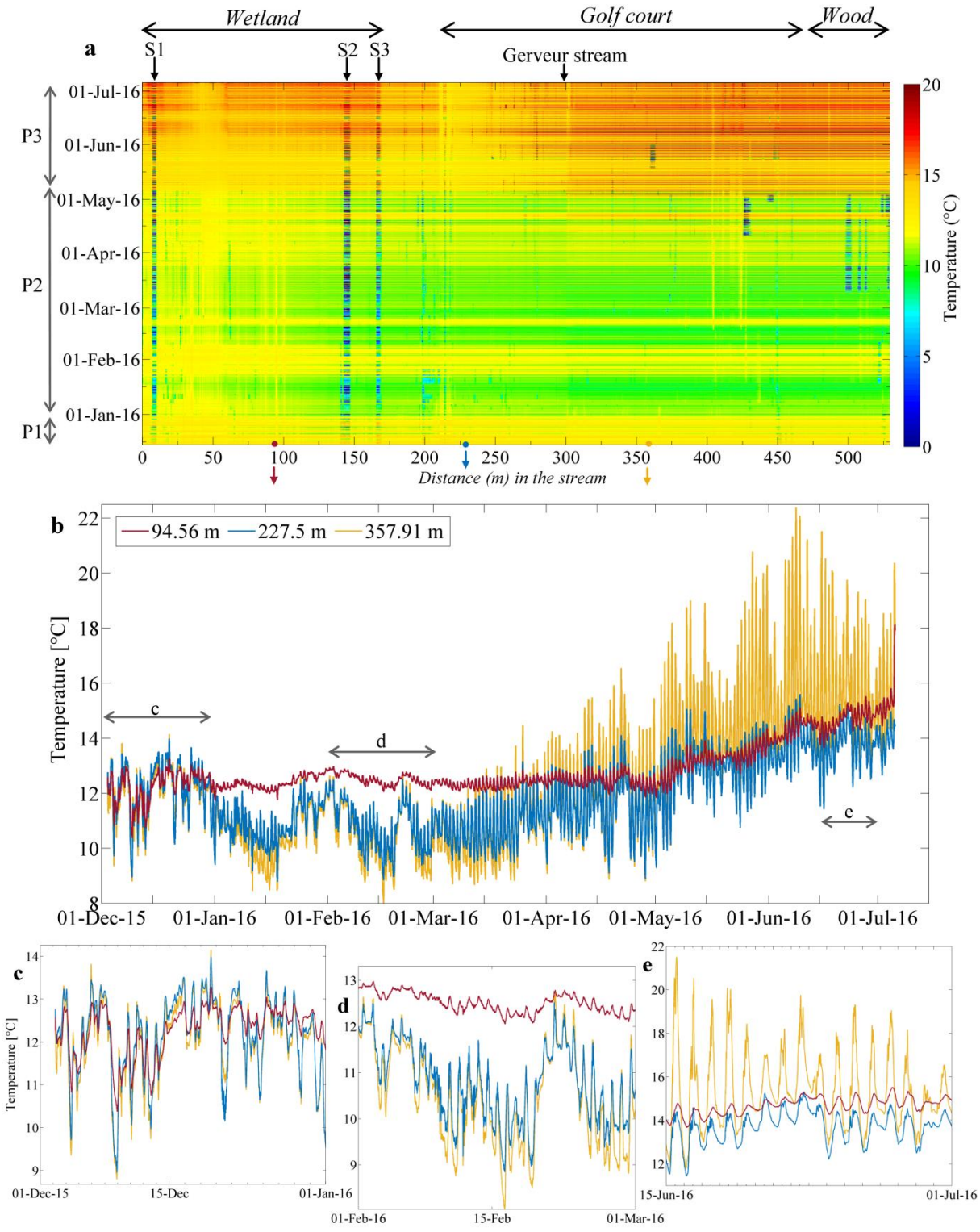


Figure 2-7. a. Long-term monitoring of streambed temperature along the river using DTS. Sections S1, S2 and S3 match with sections where the cable was placed on the bank because of obstacles in the stream (gauging stations). Temporary thermal anomalies located for instance in 425 m and around 500 m correspond to air-exposed periods during which the cable was not held at the sediment/water interface. b. Evolution of the streambed temperature measured with the FO-DTS technology at three different locations over the catchment. c. d. e. Details of daily temperature fluctuations observed at different moments of the hydrological cycle.

3.1.1.2. Spatial variability of groundwater discharge

In order to manage the whole dataset (2087 measurement points), the Standard Deviation (SD) of temperature was calculated for each measurement point over the whole duration of the experiment as presented in Figure 2-8. It clearly appears that the SD increases progressively from upstream to downstream until stabilizing around the value of the SD of the stream temperature at around 300 meters (in the middle of the golf area).

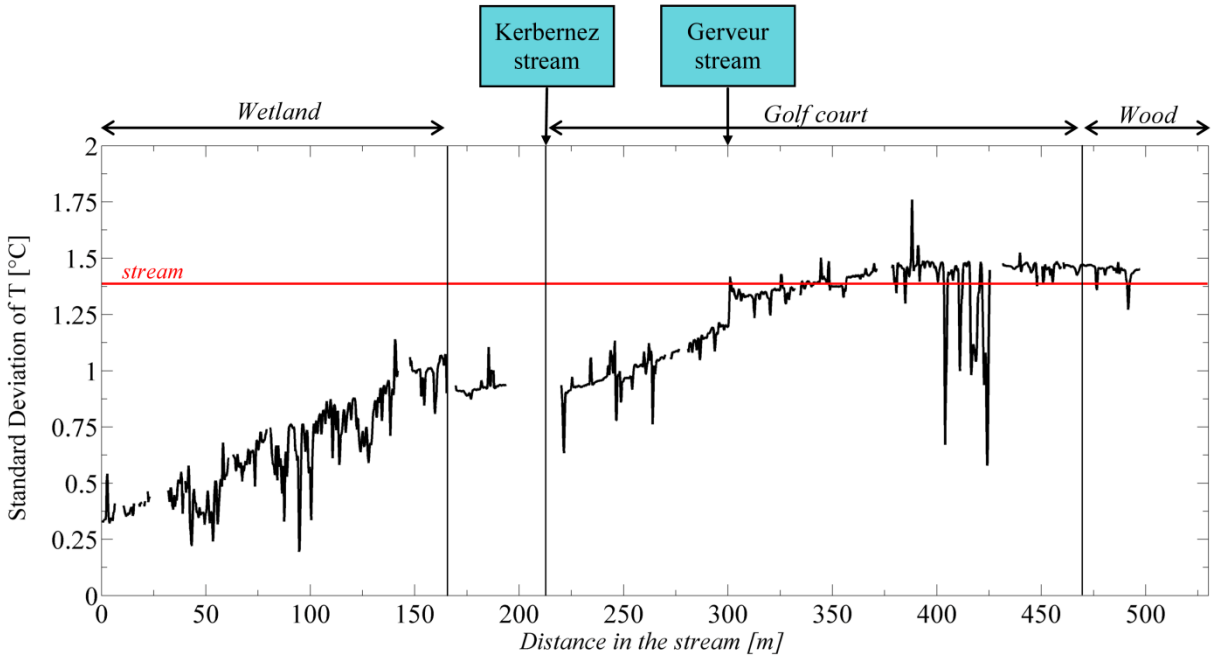


Figure 2-8. Standard Deviation (SD) of the temperature calculted for each measurement point along the FO cable calculated over the experiment duration. Sections where the cable was outside the stream or punctually unburied were removed. The red line represents the SD of the stream temperature (1.38°C) measured near the Kerrien source.

Here, the SD directly reflects the height of the amplitude of daily temperature fluctuations as illustrated in Figure 2-9a. It shows the evolution of the temperature measured for different from points over the catchment according to the SD of measurements. In the wetland (orange line), where the lowest SDs are recorded, the temperature is relatively stable over time and the daily temperature fluctuations of the stream are widely attenuated. Further downstream, the SD increases with the increase of the amplitude of daily fluctuations. Thus, for instance, higher amplitudes of temperature are monitored at 290.04 m (blue line), in the first part of the golf area, than at the outlet of the wetland area (green line), in agreement with their respective values of SD recorded (1.16 and 1.01°C). Finally, starting from approximately 300m, values of SD of streambed temperature almost equal the one of the stream temperature. It suggests

that the streambed temperature variations measured in the second part of the golf area and in the wood plain (yellow curve) are almost identical to the stream variations.

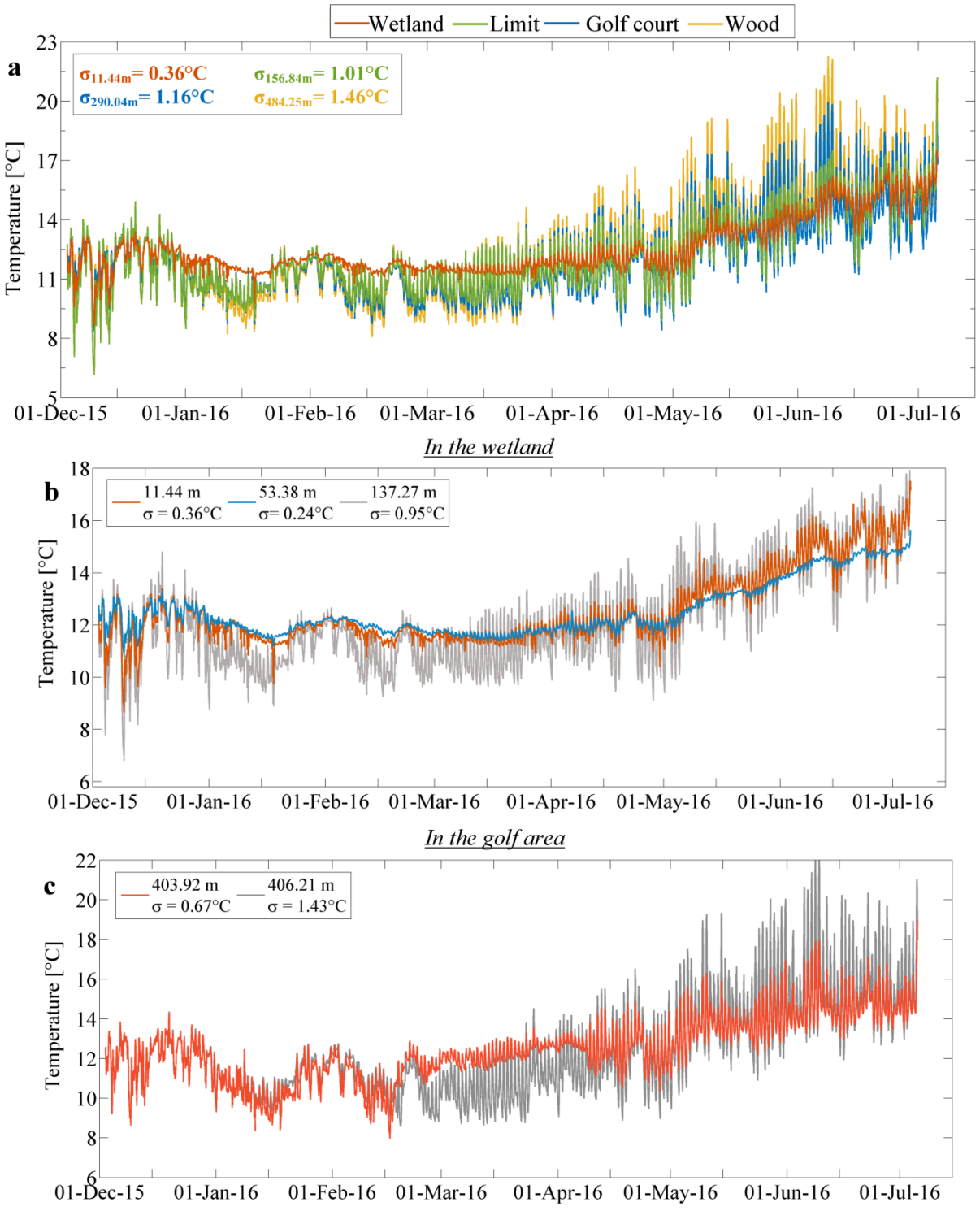


Figure 2-9. a. The SD of streambed temperature increases from upstream to downstream in accordance with the evolution of the temperature profiles. b. Examples of temperature evolution measured in the wetland area. c. Examples of temperature evolution measured in the golf area.

Concerning the wetland area (Figure 2-9b), where SDs are the lowest, clear thermal anomalies were monitored especially from January to April 2016. Indeed, the temperature stabilizes during this period approximately around 12.5°C and the amplitudes of the signal of temperature are significantly lower here than further downstream. These anomalies could be interpreted as groundwater inflows considering that the temperature stabilizes according to the groundwater temperature (around 12.5-13°C), leading to the strong attenuation of the daily temperature fluctuations of the stream. Thus, this area would highly contribute to the stream flow which would be perfectly consistent since 80-90% of the stream flow is excepted to be provided by groundwater inflows (Fovet, Ruiz, Hrachowitz, et al., 2015; Martin et al., 2006; Ruiz et al., 2002). Moreover, the analysis of the evolution of the SD of temperature (Figure 2-8) in the wetland permits going way further in the identification and localisation of groundwater discharge areas. Indeed, the SD is relatively stable (and very low) in the first 50-m of measurements (around 0.4°C). Thus, as shown in Figure 2-9b, there is a significant difference between temperature measurements in the head of the catchment (orange line) and the outlet of the wetland (grey line), which suggests that the groundwater contribution is concentrated in the very head of the stream. This is consistent since this area presents the steepest slopes. However, the curve of SD also shows very punctual "peaks" associated to very low values of SD. This is for instance the case of the measurement point located at 53.38 m (blue line). These peaks can be associated to spots where the amplitude of temperature is very low all over the period of measurements. This suggests the existence of very local groundwater inflows that would highly contribute to the stream flow. This could be due to local changes in the streambed topography or to local variations of hydraulic conductivity. Thus, in addition of highlighting the general spatial trend, the DTS technology permits the precise identification of potentials groundwater inflows at a very small spatial scale.

Further downstream (from 130 m up to 300 m), although the values of SDs are lower than the one in the stream, the temperature profiles (green and blue lines in Figure 2-9a) present an "intermediary" behavior: while the general evolution of temperature follows the stream temperature evolution, the daily temperature fluctuations are more or less delayed and attenuated. Although the differences in amplitude change from upstream to downstream (the further, the higher the amplitudes of temperature), this is not sufficient to conclude about potential groundwater inflows. Obviously, the attenuation of the stream temperature could be due to lower groundwater inflows, than in the wetland, that would slightly smooth the temperature evolution and a progressive decrease of discharge from upstream to downstream

would explain the progressive increase of SDs. However, this variability could also be due to spatial variations of thermal properties of the streambed that would affect the conduction of heat in depth under no-flow conditions.

Finally, in the second part of the golf area and in the wood, the values of SDs tend towards the value of the SD of the stream, which could suggest that no groundwater discharges into the stream in this area. Interestingly, the SD evolution (Figure 2-8) shows a well-marked step at 300 m from 1.2 to 1.4°C, exactly at the confluence between the Kerrien and the Gerveur streams (see Figure 2-1). This suggests that these two streams might drain the whole catchment. However, very punctual decreases of the SD located between 402 and 425 m could suggest the presence of local groundwater inflows as shown in Figure 2-9c that shows the characteristic temperature evolution associated to local decreases of SD (orange line). Significant thermal anomalies are monitored from mid-February to mid-April at these locations and could be once again associated to groundwater discharge since the temperature over this period stabilizes around the mean groundwater temperature.

3.1.1.3. Temporal variability of groundwater discharge

In this section, we focus on spots where thermal anomalies were clearly identified to discuss the temporal evolution of groundwater discharge. We assume that significant thermal anomalies can be associated to groundwater inflows. We therefore rely on temperature evolutions profiles (Figures 2-7 and 2-9) but also on the daily Standard deviations of temperature that were calculated along the FO cable for each day of measurement. Three examples of daily SD profiles are presented in Figure 2-10.

The rapid description of the dataset based on Figure 2-7 shows that three periods of time could be identified from DTS measurements. First, we will focus on the second period of time (P2) and during which temperature anomalies are particularly well-marked over this period (see Figures 2-9a and b). From January to mid-April the streambed temperature in the wetland stabilizes around 12.5°C suggesting groundwater discharge into the stream. Indeed, the stabilization of streambed temperature is correlated with the increase of the piezometric level and water stage (Figure 2-4a). During the month of December, the piezometric level increases gradually in the aquifer until the elevation of the groundwater table becomes higher than the elevation of the stream stage (in early January), which could lead to groundwater exfiltration into the stream. As groundwater temperature is relatively steady, groundwater exfiltration would explain the stabilization of streambed temperature. This assumption is consistent with

the results of Martin (2003) showing that hydraulic gradients on the hillslope of the catchment imply a high contribution of the shallow groundwater to the stream discharge during high water periods. During this period, the evolution of the daily SD of temperature along the cable (green line in Figure 2-10) is identical to the evolution of the SD calculated over experiment duration (Figure 2-8) which confirms the assumption of groundwater discharge in the wetland.

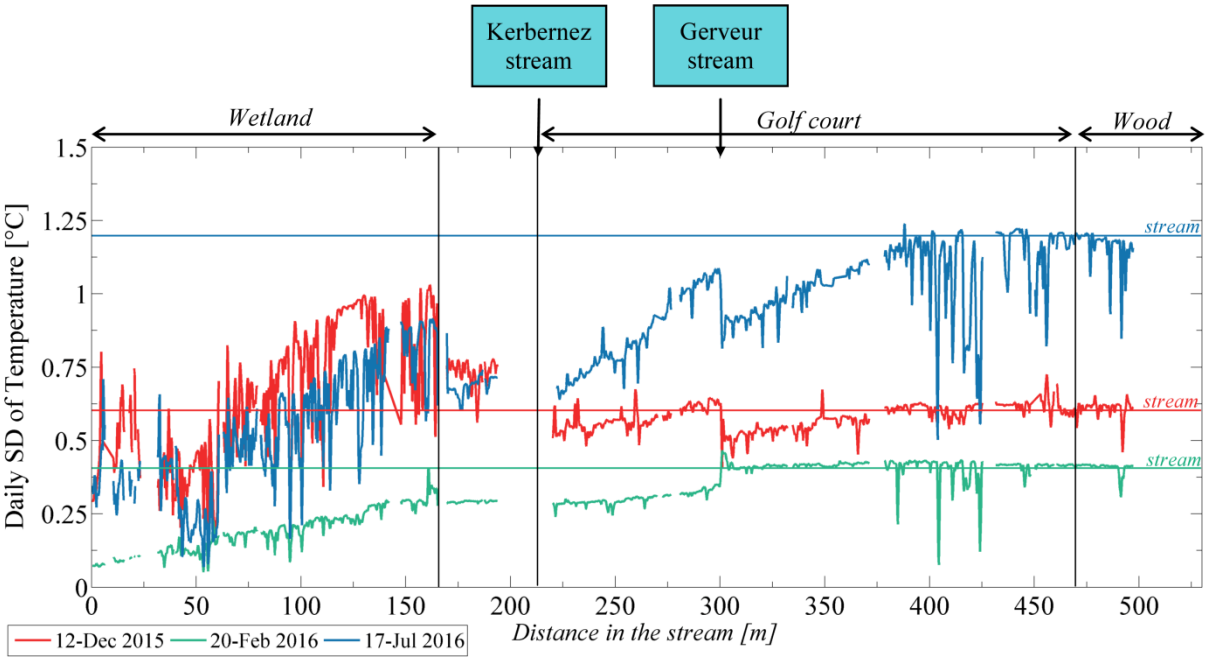


Figure 2-10. Daily SD of temperature calculted for each measurment point along the FO cable from three measurements days. The colored horizontal lines correspond to the daily SD calculted in the stream for the same days.

Beforehand, as shown in Figure 2-7b, the temperature measured during the first month of measurement is relatively alike all along the cable and the temperature evolution is independent of the localization of the measurement point over the catchment. Since the mean stream temperature during this month is approximately equal to the groundwater temperature, we could assume first that groundwater discharge are not detectable with the temperature signal. However, the piezometric levels in the piezometers near the stream are lower than the stream altitude, which suggests that no groundwater discharge occur at this period. This assumption is supported by the very low flow rate measured in the stream in December (mean ≈ 2L/s) (Figure 2-4a). Interestingly, the daily SD profiles calculated in December (see the red line in Figure 2-10) show a particular behavior. The daily SD increase in the wetland from upstream to downstream but its value is higher than both the daily SD of the stream temperature and the daily SDs calculated in the golf or in the wood areas. This suggests either

that i) the stream discharges in the surrounding riparian zone, inducing the propagation of stream temperature variations through advection downward flow or ii) the water level is so low that the streambed temperature is more sensitive to air temperature variations.

Finally, during the third period (P3), from mid-April to the end of measurements, the streambed temperature evolution is marked by an increase of both the mean temperature and the daily temperature amplitudes. Although this increase can be observed all over the catchment, the increase of the amplitude of temperature is way more important in the downstream section (orange lines in Figures 2-7b and 2-7e). From mid-February, the piezometric level decreases gradually which could reduce the contribution of groundwater to stream flow. This assumption is consistent with the decrease of the stream flow observed during this period (Figure 2-4a). However, contrary to the first month of measurement (P1), the temperature evolution in upstream sections (red and blue lines) remains very different of the downstream profiles (orange line) which suggests that groundwater could still contributes to the stream flow. The slight increase of the amplitude could suggest a decrease of groundwater inflows, which should be validated through a quantitative approach.

3.1.2. Quantifying groundwater/ stream water exchanges

3.1.2.1. From punctual vertical temperature profiles (VTP)

Figure 2-11 shows the application of the FLUX-BOT model on data collected in one of the vertical temperature profile (VPT3) and highlights the importance of the value of thermal conductivity on flow estimate. For each thermal conductivity tested, the temperature time series collected at 12.5 and 22-cm depth (Figure 2-11a) were reproduced by the model (Figure 2-11b) providing an estimation of the optimized value of vertical flow velocity (Figure 2-11c). It appears that the value of thermal conductivity has a strong impact on the estimation of vertical flow. By varying the value of λ between 0.9 and 4 W/m/K, the mean estimated value of flow ranges between $-3x10^{-6}$ and $-1.75x10^{-5}$ m/s, while the associated quality criteria remain good for each case. However, based on the value of the quality criteria, an adjustment could be done to obtain the most consistent range of thermal conductivity.

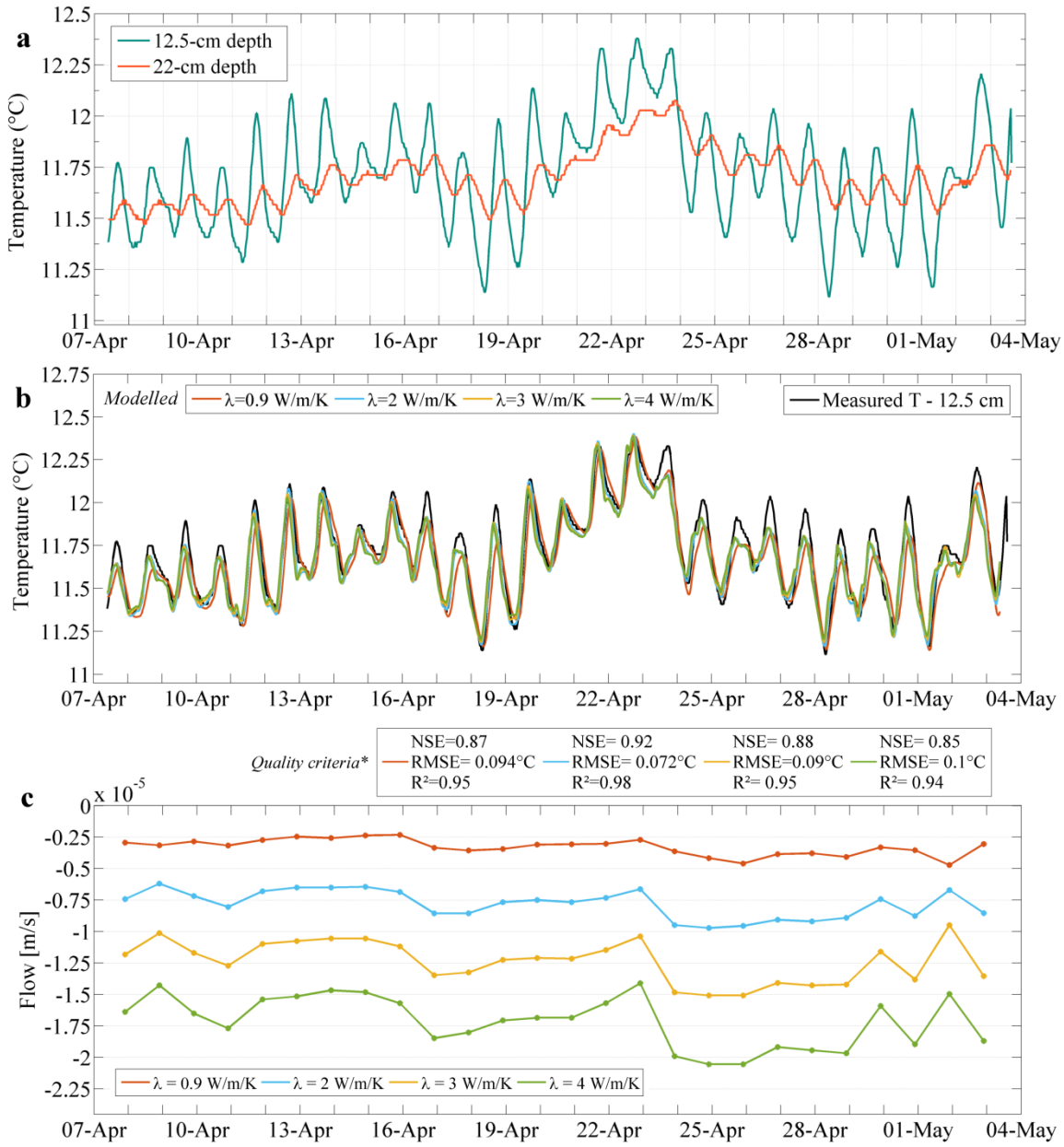


Figure 2-11. Example of application of the FLUX-BOT model from the VTP3 data: a. Evolution of the temperature time series measured over time at 12.5 and 22-cm depth; b. Result of the model: reproduction of the temperature evolution measured at 12.5 cm-depth for 4 different values of thermal conductivity λ; c. Estimation of vertical flow (Negative values indicate upward water flux) and associated quality criteria (*NSE : Nash–Sutcliffe Efficiency coefficient; RMSE : Root-Mean-Square Deviation; R^2: coefficient of determination)

Figure 2-12 shows the results of the application of the FLUX-BOT model on each VTP data. The model was first applied for values of λ ranging between 0.8 and 4 W/m/K and this range was progressively reduced to get the best-quality results (NSE, R^2 and RMSE). Once the optimized range of value thermal conductivity defined (Figure 2-12a), associated flow were estimated (Figure 2-12b). Apart for the VTP 1, the model presents very good results with RMSE < 0.07°C. The thermal conductivity is quite variable in space despite the

proximity between the different profiles (spatially distributed over a 60 m-section of stream). The range of λ is easier to optimize for lower values of thermal conductivity. Concerning the estimation of vertical flow (Figure 2-12b), the results confirm that, during the month of April 2016, groundwater discharge into the stream (upward water flux). Groundwater inflows are however particularly variable in space, varying between $3.5x10^{-6}$ and $8.4x10^{-6}$ m/s (0.3 – 0.73 m/d) at location VTP3 (green lines) and between $8.4x10^{-6}$ and $2.4x10^{-5}$ m/s (0.73 – 2.09 m/d) at location VTP4 (orange lines).

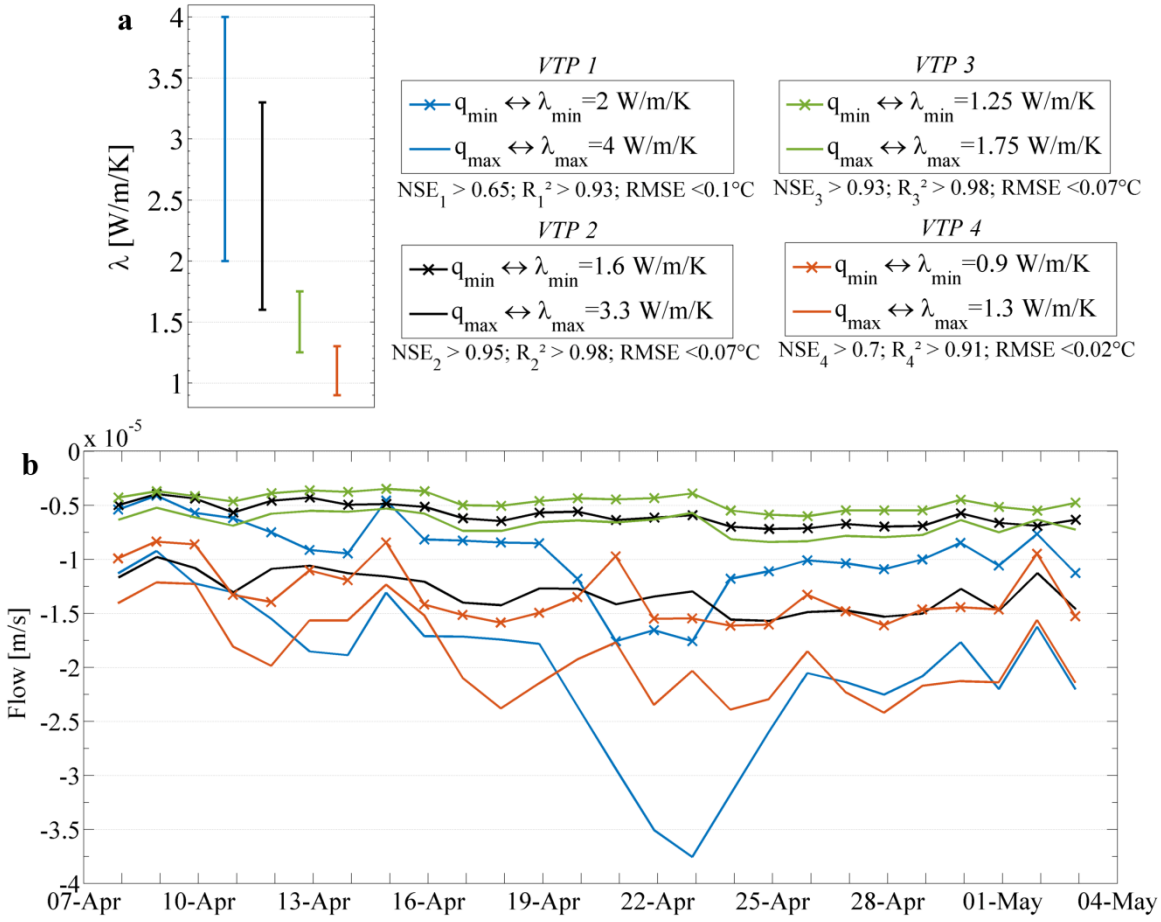


Figure 2-12. Application on the FLUX-BOT model on the four vertical temperature profiles (VTP); a. estimation of the optimized range of thermal conductivity from the quality criteria of the model; b. Range of vertical flow (q_{min}-q_{max}) estimated for each profile depending on the range of thermal conductivity (λ_{min}-λ_{max}).

These punctual results show the capability of estimating vertical flow from temperature time series in our experimental site. The FLUX-BOT model permits estimate the flow direction and thus confirm the first observations from DTS measurements: groundwater discharges into the stream. It also provides a first estimation of the groundwater discharge. However, it appears that the method is particularly sensitive to the value of the thermal conductivity, whose estimation can be difficult. This results in estimating quite large ranges of

flow, meaning that the value of flow remains relatively uncertain. This point will be discussed later with the interpretation of passive-DTS measurements.

Note that some data interpretation, like the VTP1, led to uncertain results (blue line on Figure 2-12) with lower quality results that cannot be explained. Thus, ¼ of data are not usable, which considerably reduces the probability of detecting spatial and temporal variability of exchanges. Moreover, the results highlighted a certain spatial variability of groundwater inflows. These two points confirm the interest of DTS measurements that should provide the characterization of this variability at high resolution.

3.1.2.2. Fluxed deduced from passive-DTS measurements

Figure 2-13 shows the results of the application of the FLUX-BOT model on DTS measurements. The model was applied for 3 values of λ equal to 1, 2.5 and 4 W/m/K. For each case, the model provides the optimized values of flow over time (Figure 2-13b) that allow reproducing the temperature evolution (Figure 2-13a). Thus, as shown in Figure 2-13b, the value of thermal conductivity has a strong impact on flow estimate, especially from January to May 2016 when groundwater inflows are higher. For instance, flow estimates vary between -6.8×10^{-6} m/s (-0.59 m/d) for λ=1 W/m/K and -2.75×10^{-5} m/s (-2.38 m/d) for λ=4 W/m/K. Nevertheless, it appears that the quality of the results are similar for each value of λ tested, as highlighted by quality criteria (NSE, R^2, RMSE) and by the calculation of the difference between the experimental and the modelled data (Figure 2-13c). This means that the range of λ cannot be reduced even though it would permit reducing the range of estimated flow.

These results obtained from measurements in the wetland confirm nevertheless that the thermal anomalies observed over time are induced by groundwater discharge into stream. The temporal dynamic of exchanges and previously observed can clearly be identified: higher groundwater discharge occurs from January to May, during high water table conditions. During this period, the mean value of groundwater inflows is estimated ranging between 6.47×10^{-6} to 2.62×10^{-5} m/s (i.e. between 0.56 and 2.26 m/d) with associated standard deviations respectively equals to 1.47×10^{-6} and 4.2×10^{-6} m/s. Differences between measured and simulated temperature variations are more important at the beginning and the end of the experiment (see the calculation of RMSEs for each period in Figure 2-11c), showing that the application of the model is more efficient during high water table levels, although the range of estimated flow is larger.

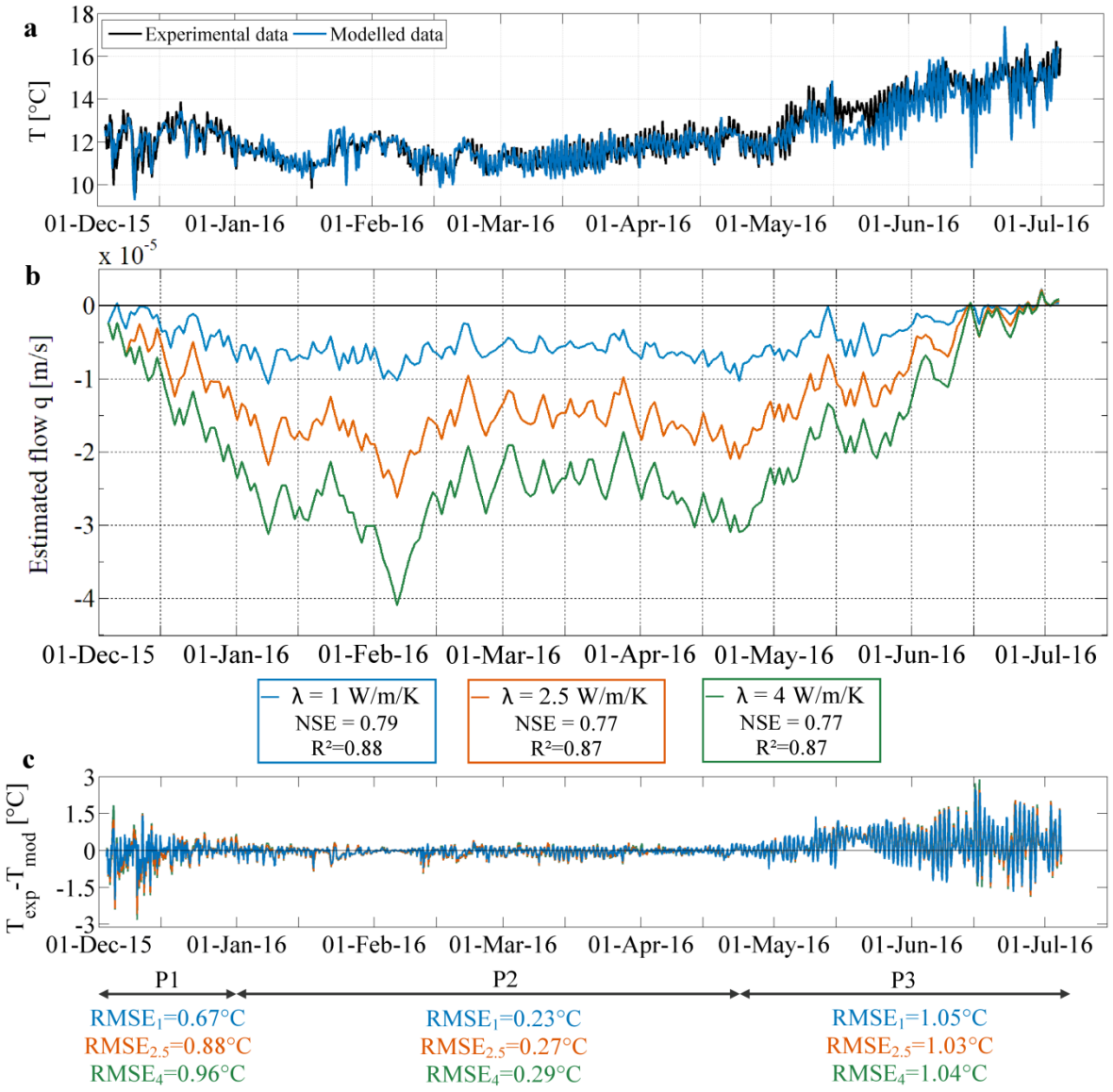


Figure 2-13. Application of the FLUX-BOT model on passive DTS measurements (d=5.08m): effect of the value of thermal conductivity on flow estimation; a. Result of the model considering λ=1 W/m/K (blue line): reproduction of the streambed temperature evolution (black line) over time; b. Estimation of the evolution of flow over time for different values of thermal conductivity and associated quality criteria (Negative values indicate upward water flux); c. Difference between experimental and modelled data.

A shown in Figure 2-14a, the model was applied to interpret DTS measurements all along the FO cable. The points were chosen for interpretation so that all steps of the SD profile were investigated. The model presents very good results for DTS measurements located in the first 150 meters of the temperature profile (SD < 1°C) with values of NSE>0.74, values of R^2>0.85 and values of RMSEs<0.9°C. Beyond 150m, the quality of the results considerably decreases with values of NSE<0.6, values of R^2<0.65 and values of RMSEs>1.8°C. Consequently, these results are not provided here and we consider that the model is not applicable in these areas.

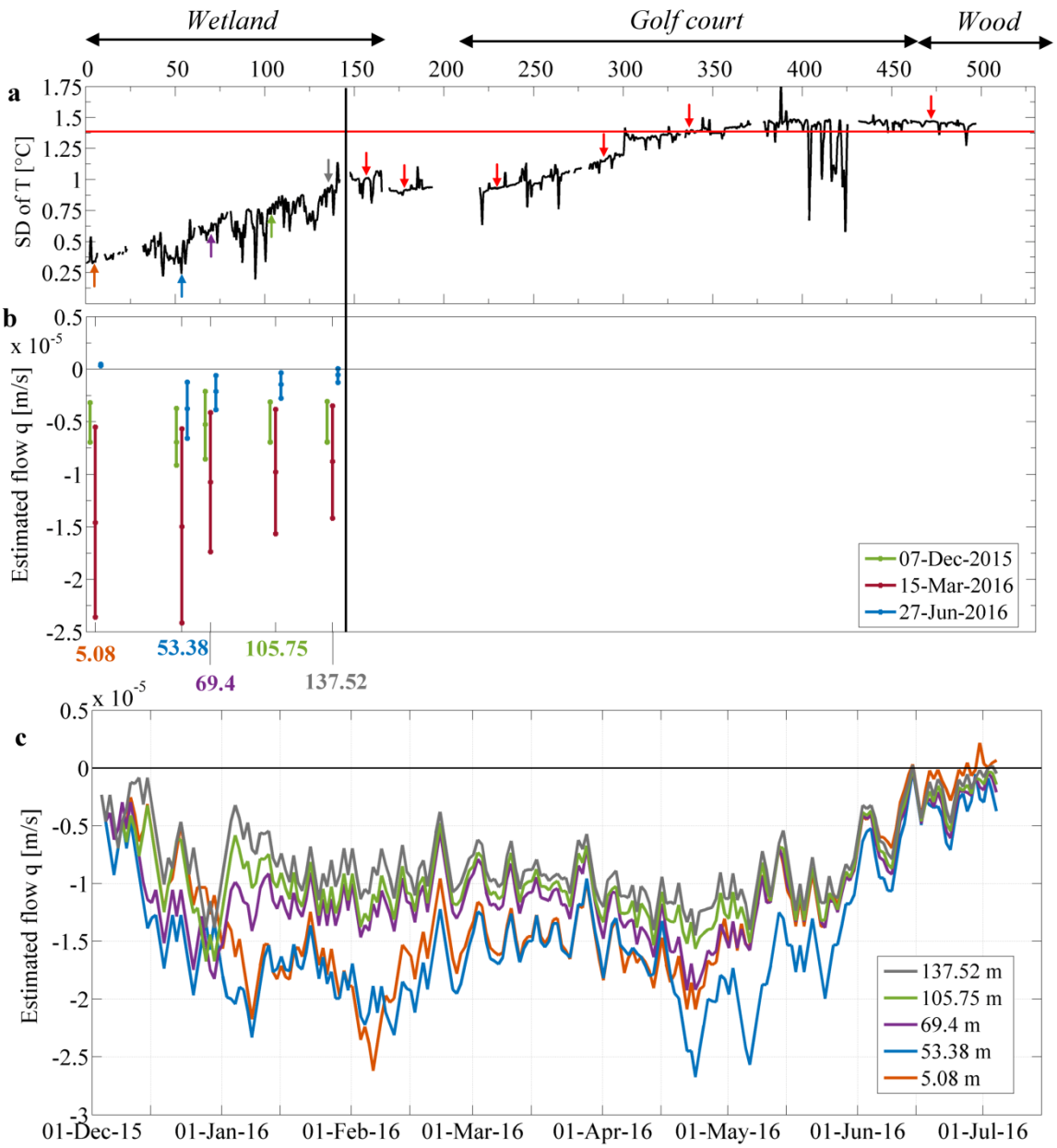


Figure 2-14. a. Application of the model on DTS measurements: selection of the spots according to the value of SD measured along the FO cable. The non-buried sections were removed from the data set. The model presented consistent results only for DTS measurements located in the first 150 meter of the stream providing b. Range of flow estimated at three different dates and c. Temporal evolution of the estimated flow considering λ=2.5W/m/K.

Thus, Figures 2-14b and 2-14c present the results of flow estimates in the first 150 m (in the wetland). Once again, these results confirm the temporal dynamic of exchanges with an increase of groundwater discharge from January to May. As highlighted in Figure 2-14c, the range of estimated flow is larger during this period with groundwater inflows varying between $5x10^{-6}$ and $2.5x10^{-5}$ m/s. Lower groundwater inflows are detected during the first month of experiment ($<7.5x10^{-6}$ m/s) and at the end of the experiment ($<6x10^{-6}$ m/s).

The same temporal dynamic can be observed all over the wetland. However, the model also allows highlighting slight differences in groundwater inflows over the wetland (Figures 14b and 14c). Higher groundwater inflows are observed in the upstream, at the very head of the catchment, which confirms the correlation between the value of SD and the importance of groundwater discharge. Results also confirm that local peaks of SD (blue line; d=53.38m) can be associated to punctual preferential pathways, where groundwater discharge is locally more important than elsewhere.

3.2. Active DTS measurements

The active-DTS experiment was conducted by injecting an electrical current along a 60-m section of FO cable, previously buried in the streambed. The following presents the data collected during this active-experiment and their interpretation consisting in analyzing the thermal response that is the temperature increase measured all along the heated FO cable section over the heating period (from the start to the end of electricity injection).

3.2.1. Increase of temperature along the heated section

Figure 2-15a shows the temperature increase monitored during the heating period along the heated FO cable section. The blue line corresponds to the initial temperature profile (T_0) measured along the cable before the start of the heating period. This profile is almost at the same temperature everywhere with a mean temperature at 11.7°C (±0.2°C). Upon heating, the temperature increases very rapidly and reaches at least 15°C in less than 2 minutes. While temperature levels off immediately around 27°C in some sections, temperature kept on increasing up to 29 to 47°C in others sections. This spatial variability in the thermal response is in perfect consistence with the installation of the FO cable on the field. For sections where the deployment of the cable in the streambed was not possible, the cable lies at the water/sediments interface. The associated thermal response is fast and the steady state is reached in less than 2 minutes as shown in Figure 2-15b. In such case, the temperature increase is mainly controlled by convection in the stream with a temperature that increases rapidly before reaching steady-state in one or two minutes (Read et al., 2014). Elsewhere, the cable is buried into the sediments and the temperature increases gradually over time before eventually stabilizing as shown in Figure 2-15c. In this case, heat dissipates thanks to conduction through the porous media and advection when groundwater flows. Particularly noteworthy is the response variability along the heated cable section: while initial recorded

temperature (around 12°C) is relatively uniform along the section, temperature reaches between 29 and 47°C after 4 hours of heat injection. During this period, temperature has been also recorded in sediments with the non-heated FO cable and shows an average temperature of 12.1°C and a standard deviation of 0.12°C. This shows that i) the streambed temperature is not affected by potentials air/stream variations during the experiment duration, meaning that the temporal variations are exclusively due to the heat experiment and ii) the heat experiment induces only a small and local thermal perturbation of the streambed around the buried FO cable.

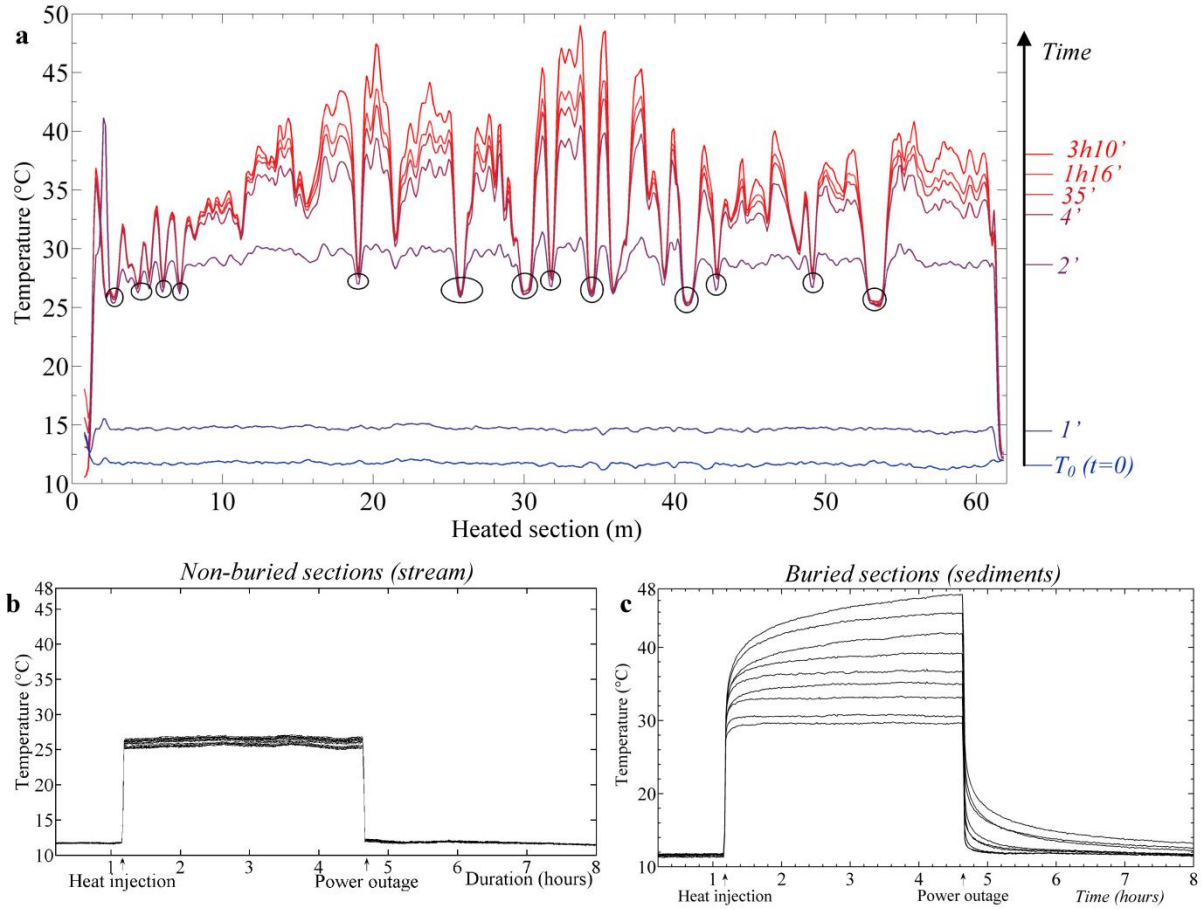


Figure 2-15. a. Temperature response during heat injection along the heated cable section. Blue line shows temperature along the cable before heat injection (T_0). Other colored lines show temperature profiles along the section at different stage of the heating period. Circled areas indicate sections where cable was deployed in the stream. Elsewhere, the cable was buried into the sediments. b. Thermal response curves showing the evolution of temperature during the heat experiment measured along non-buried heated sections (the FO cable lie at the water/sediments interface in the stream). Each curve has been extracted from points in circled areas in figure 2-15a. c. Examples of the evolution of temperature observed during the heat experiment. Nine profiles have been selected along the heated buried (in the streambed) cable section to highlight the variability of the temporal response.

3.2.2. Data processing

As shown in Figure 2-16, the first step of data processing was to remove unburied sections from the initial data set, whose results correspond to the grey line in the Figure. In order to take into account the spatial resolution of the DTS unit (29 cm), temperature samples collected 37.5 cm before and after each exposed section have also been removed. This leads to remove 126 measurement points from the data set but ensures that thermal response observed in the streambed is not affected by edge effects due to these unburied sections. The resulting profile (only buried section) is presented by a green line in the Figure 2-16.

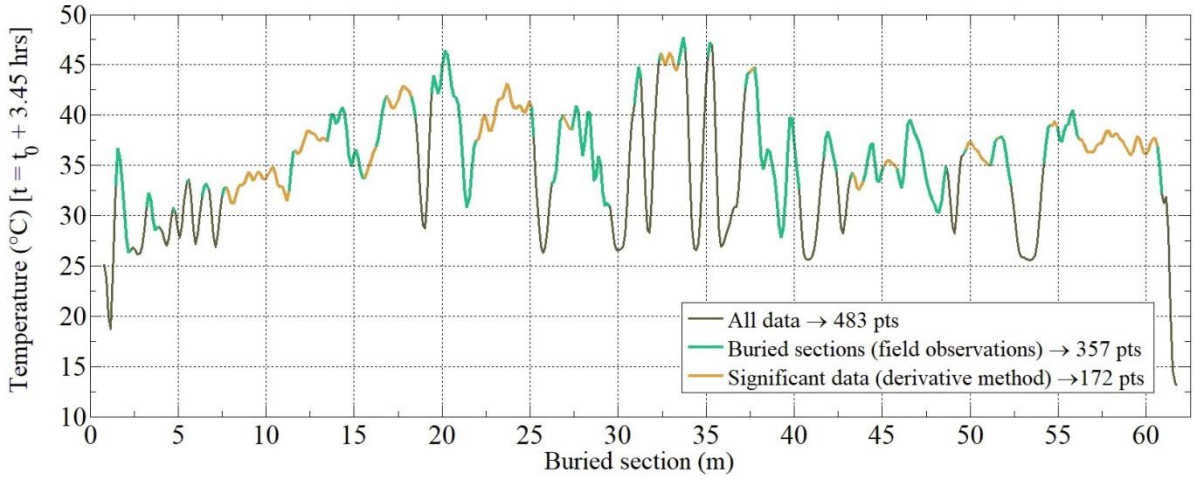


Figure 2-16. Temperature measured along the heated section at the end of the heat experiment. The data processing led to remove from the initial dataset (grey line), first the non-buried sections noted during the experiment, which reduces the data set at 357 measurement points (grey line → green line) and then the sections where the data collected were not representative of the actual temperature measurement, which reduces the data set at 172 points that could be used to estimate fluxes (green line) → orange line).

Then, in a second step, the derivative method proposed by Simon et al. (2020) to evaluate the representativeness of DTS measurements was applied on the data set. They showed that the effective spatial resolution of DTS units could actually be higher than the one provided by the manufacturers, especially during active-DTS experiments because of heat conduction occurring along the FO cable. The derivative method consists in calculating the derivative of the temperature with respect to distance measurements all along the measurement length. It allows localizing sections where measurements are actually representative of the effective temperature and thus validating consistency of temperature variations detected over small scales. Here, seeing the important spatial variability of data, this step is essential before the data interpretation. As shown in Figure 2-16, it leads to remove 185 additional points from the data set. In the ended, 172 measurements points, represented with the orange line, were fully

validated and therefore used for fluxes estimates. It should be noted however that the removal of data does not mean that there is no flow at these locations. It just implies that, considering the effective spatial resolution of measurements, their interpretation would not be significant.

3.2.3. Typical response curves

Once the significant data identified, the increase of temperature measured over time (ΔT) induced by the heat injection was calculated as the difference between the rise in temperature at each point along the cable and the starting temperature T_0. The value of T_0 has been calculated as the average of the last two minutes taken immediately prior to heating. Different tests showed that T_0 could be chosen as the average of the up to last twenty minutes taken immediately prior to heating without significant impacts on the calculation of ΔT (no data available earlier).

Figure 2-17a shows the variability of ΔT measured 3.45hrs after the start of the heat experiment. The 172 measurements points, distributed over less than 55 m, offer a clear view of the variability of thermal responses. The value of ΔT is particularly variable and ranges between 19.42 °C (at 11.2 m) and 36°C (at 132.5 m). However, despite the variability observed, adjacent points still present a similar dynamics with similar values of ΔT.

Figure 2-17b shows examples of the three typical thermal response curves observed in the data collected. For each example, the evolution of temperature and of its log-time derivative was plotted in a semi-log graph. The temperature evolution profiles are in good agreement with theoretical expectations. First, for each case, the temperature increases very rapidly in the first 90 sec with ΔT reaching around 18°C. During this short period, the log-derivative of temperature allows clearly highlighting the effect of the FO cable (ΔT_{FO}) on the total increase of temperature. Then, for t>100 sec, the increase of temperature can be decomposed according to the different thermal regimes that successively control the heat propagation through the porous media (ΔT_{PM}).

Thus, the blue curve, showing the evolution of temperature measured at 42.5 m, can be approximated by three slopes s_1, s_2 and s_3 that represent respectively the conduction-dominant, the transition-time and the stabilization-time periods. The transition- and the stabilization-time periods occur when the advection dominates the heat propagation. Thus, the effect of advection on the late thermal response is measured for many measurement points, which should allow quantifying groundwater fluxes.

For some points however, generally associated to the highest values of ΔT, the temperature keeps increasing and a gradual and continuous rise is observed over the whole heating period, as illustrated by the orange line (d=32.38m). In this case, ΔT_{PM} can be entirely characterized by the slope s_1. Two assumptions can be made to explain such a behavior: i) no-flow conditions (q=0m/s) meaning that the heat propagates only through conduction, which would explain the continuous increase of temperature; or ii) very low-flow conditions which would imply that the heat duration was not long enough to reach the advection-dominant period and so the progressive stabilization of the temperature.

Finally, for some points, as illustrated by the green line (d=36.81m), the advection-dominant period is reached but the heat duration is not long enough to observe the temperature stabilization. The transition-period time can be anyway approximated by the slope s_2, which is sufficient to estimate the flow (Simon et al., Submitted).

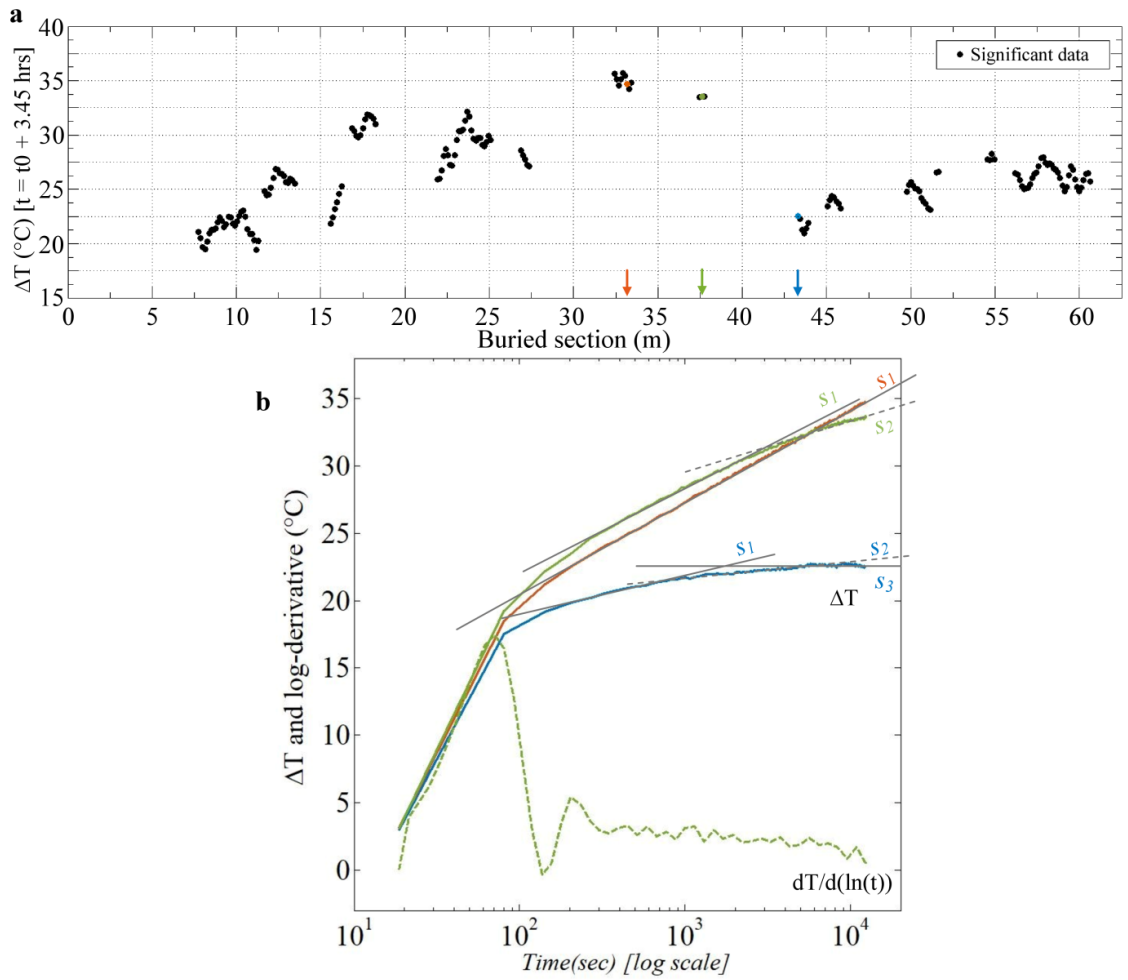


Figure 2-17. a. Significant values of ΔT measured 3.45hrs after the start of the heating period measured along the buried FO section. b. Evolution of the temperature increase (solid lines) and the log-time derivative of temperature (dotted line) plotted in a semi-log graph. The curves correspond to the temperature measured at 32.38 m (orange line), 36.81 m (green line) and 42.5 m (blue line) and represent the three typical thermal response curves observed in the data.

3.2.4. Data interpretation: application on experimental data

To interpret the thermal response curves, we modelled field data using the approach described in section 2.4.2. For each measurement point, the analytical solution was used to model the thermal response in the sediments. Figure 2-18 shows three examples of the modeling of experimental data (black lines). It clearly appears that the thermal conductivity highly controls the thermal response and the variability of ΔT: the higher the value of ΔT, the lower the thermal conductivity. Then, once the thermal conductivity fixed, the optimized values of fluxes were estimated (red lines). As explained previously, the determination of flow requires that the advection-dominant stage is reached. Thus, for instance, the temperature evolution was successfully reproduced for the temperature measured at d=7.21 m (lowest ΔT in Figure 2-16) considering q_1= 4.52x10^{-5}m/s in the model (RMSE =0.89°C).

Although temperature stabilization is not reached for d=59.70 m, the change in slope ($s_1 \rightarrow s_2$) associated to the transition-time period is sufficient to reproduce the temperature evolution and estimate the flow at 7x10^{-6} m/s. Finally, for the last example (d=32.38 m), only an estimate of q_{lim} can be provided, which corresponds to the highest value of flow that would induce such temperature increase.

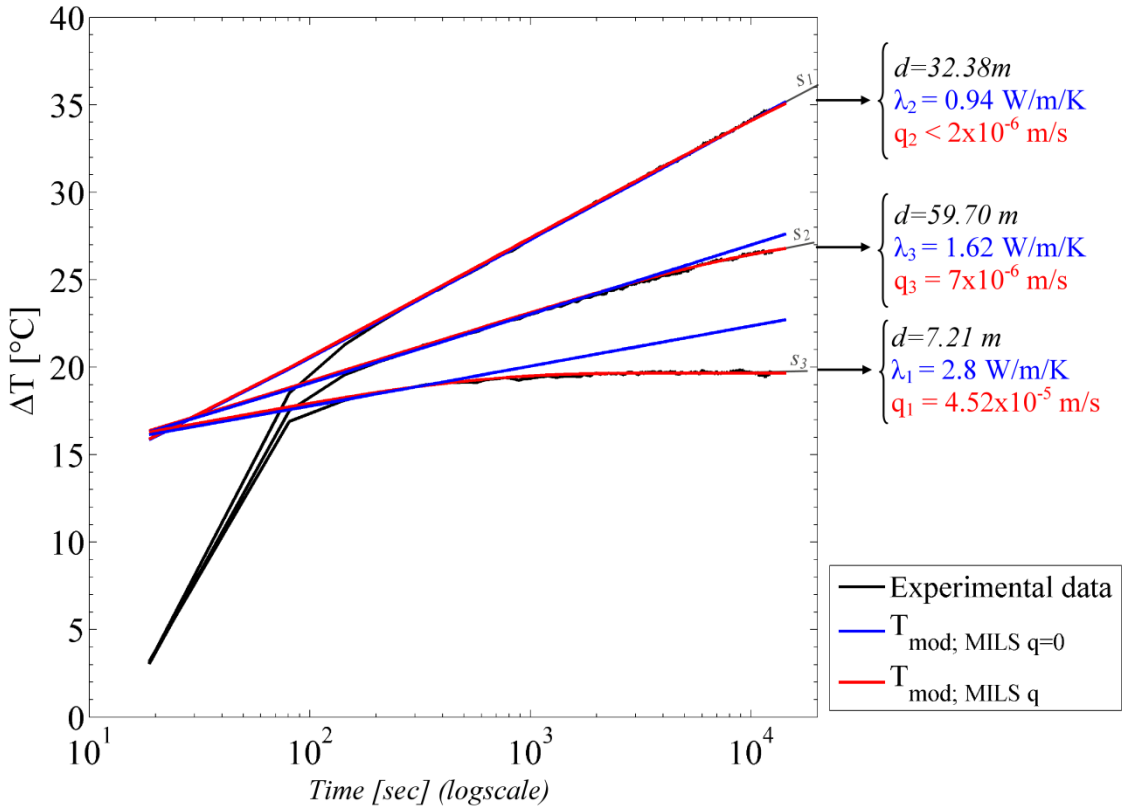


Figure 2-18. Interpretation of temperature evolution and estimation of thermal conductivity and flow: examples of application on three typical thermal response curves observed in the data. Once ΔT_{FO} estimated and fixed (12.7°C), the MILS model was used to reproduce each experimental curve (black lines) monitored along the cable. The best fits were determining providing thus estimates of i) the thermal conductivity by reproducing the temperature increase monitored during the conduction-dominant period only (blue lines) using the MILS model considering q=0 m/s; and ii) the flow by reproducing the temperature increase during both the conduction- and advection-dominant periods (red lines).

3.2.5. Spatial distribution of thermal conductivity and water flow

The approach was applied to model each thermal response curve measured along the cable providing an estimate of the distribution of both the thermal conductivity and the flow. An automatic routine was applied to estimate for each measurement point the optimized values of λ and q offering the best fit between experimental data and the MILS models. Thus, Figure 2-19 shows the estimation of both the thermal conductivity (Figure 2-19a) and the flow (Figure 2-19b) obtained from active-DTS measurements. It provides an estimate of the spatial distribution of these two parameters at very small scale.

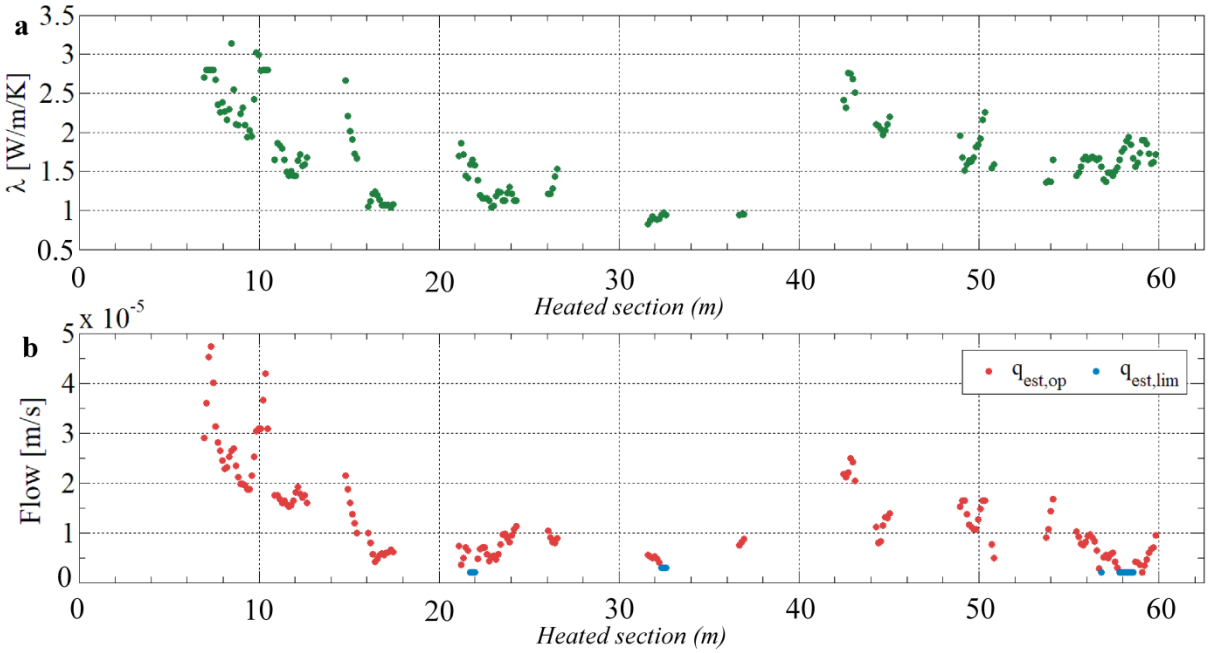


Figure 2-19. Active-DTS results were used to estimate the spatial distribution of both a. the thermal conductivity and b. the water flow.

The values of thermal conductivity estimated along the heated section vary between 0.8 and 3.14 W/m/K, with a median value at 1.65 W/m/K. The RMSE calculated between observed data and the best-fit model was systematically < 0.05°C. Seeing the data noise (<0.1°C), the uncertainty of these estimates is estimated at ±0.03W/m/K. These results show that the thermal properties of the streambed are particularly variable in space but consistent with its nature, that is saturated clay and silt, saturated sand and saturated gravel, whose values of thermal conductivity commonly range respectively between 0.9 and 2.3 W/m/K, between 1.5 and 4 W/m/K and 1.6 and 2 W/m/K (Stauffer et al., 2013).The large range of thermal conductivity observed in this relatively small section of streambed (less than 60m) demonstrates the interest of distributed measurements to fully characterize the streambed. Indeed, no other method could provide an estimate of the thermal properties at this sample space.

The interpretation of data also suggests that the groundwater flow vary between $2x10^{-6}$ and $4.74x10^{-5}$ m/s, *i.e.* between 0.17 and 4.1 m/d, with a mean value at $1.34\ x10^{-5}$ m/s (1.64 m/d) and a SD of $9.18\ x10^{-6}$ (1.12 m/d). For 9 measurement points (blue points in Figure 2-19b), only the value of q_{lim} was evaluated since the advection-dominant period was not reached at the end of the heating period. Uncertainties on flow estimates were calculated with respect to data noise for each measurement points following the suggestions of Simon et al. (Submitted). These results are presented in the following section (Figure 2-20). Results

suggest that the value of flow is highly correlated with the value thermal conductivity. The higher the thermal conductivity the higher the groundwater flow. The model were tested on other dataset, collected during other experiments in streams, allowing verifying that this correlation is not automatic and not due to the automatic routine used to analyze the data. This suggests that the variability of the streambed nature, controlling the thermal properties, induces preferential flow paths probably associated to local variability of the hydraulic conductivity. Interestingly, the results, although partial because of the FO cable installation, suggest a decrease of the groundwater from upstream to downstream and punctual groundwater inflows, for instance at 43, 50 and 52m from the start of the heated section. Elsewhere, groundwater inflows are more diffuse in space.

3.3. Comparison between passive- and active-DTS measurements

Figure 2-20 compares the results of flow estimations using the VTPs, the passive-DTS measurements and the active-DTS measurements. The estimations for the 07th April 2016 from VTPs and passive measurements were extracted in order to compare them with the results of active-DTS measurements.

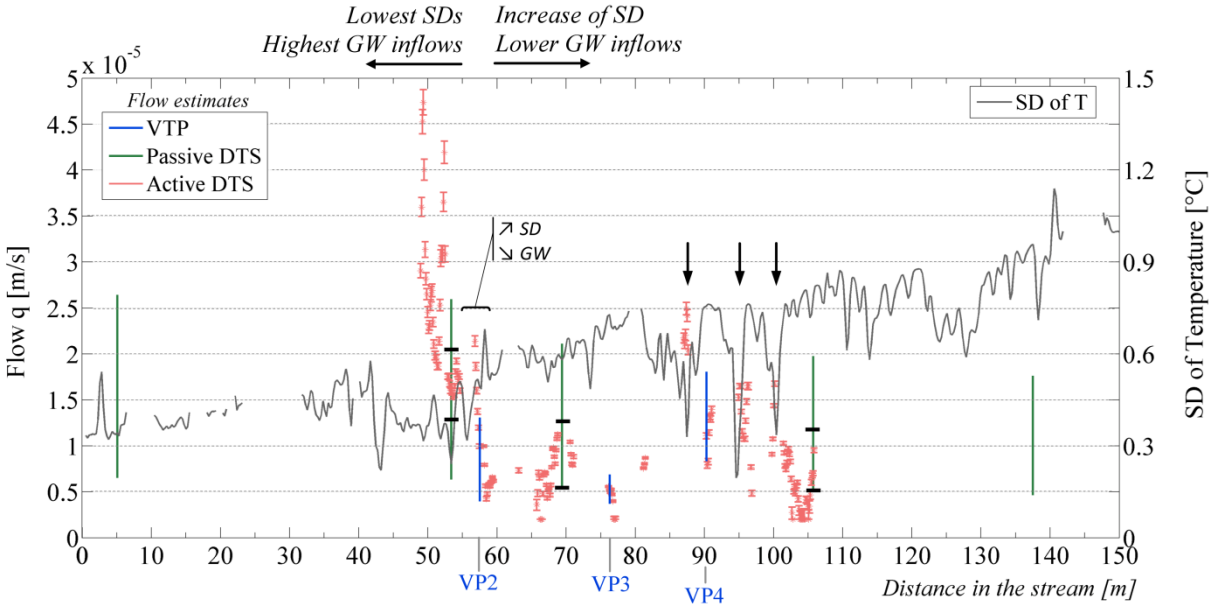


Figure 2-20. Comparison of flow estimated the 07th April 2016 using the vertical temperature profiles (VTP), the passive-DTS measurements and the active-DTS measurements. Results are compared with the evolution of SD of the temperature measured along the cable. For active-DTS measurements, the error bars were calculated according to the data noise (0.1°C).

The comparison of the different approaches appears complicated since the sampling intervals and time windows of interpretation are different for each method. As discussed

previously, for passive-DTS measurements, the flow quantification remains limited especially because of the difficulty to determine the distribution of thermal conductivity in order to reduce the range of flow estimated. Thus, although results in April (green lines) show a slight decrease of flow from upstream (between $7x10^{-6}$ and $2.6x10^{-5}$ m/s at 5.1 and 53.4 m) to downstream (between $5x10^{-6}$ and $1.8x10^{-5}$ m/s), the large range of flow estimates probably blurs the actual trend. The quantification of flow using passive-DTS measurements however validated the fact that the progressive increase of SD observed along the wetland could be associated with the decrease of groundwater flow.

On this basis, the results of quantification using active-DTS measurements (red points) can be compared with the evolution of the SD of temperature (grey line). It clearly appears here that the main advantage of the active experiments is the very low uncertainty on flow estimation, which depends on the data noise. First, the lowest values of the SD of temperature are located in the first 55 m of the stream. This is in good agreement with active-DTS measurements since highest groundwater inflows were estimated between 47 and 53 m (between $1.7x10^{-5}$ and $4.9x10^{-5}$ m/s). The flow estimation based on passive-DTS measurements at 53.4 m is also in good agreement with active-DTS results despite the larger range of flow estimated. Then, between approximately 55 and 60m, the value of SD increases rapidly (from 1.25 °C at 54 m to 2°C at 60 m) while the value of flow estimated from active measurements decreases linearly (from $2.1x10^{-5}$ at 56.8 m to $4.2x10^{-6}$ m/s at 58.5 m). This highlights the capability of investigating the spatial evolution of flow at very small scale. From 60 m, the SD increases and the associated values of flow are particularly low, varying for instance between $2x10^{-6}$ and $1.1x10^{-5}$ m/s between 65 and 70 m. Interestingly, although low flow are estimated from 60 m, punctual increases of groundwater inflows are detected at 87.5 m, 95 m and 100 m (black arrows), exactly where the values of SD present punctual decreases. This confirms the possibility of investigating very punctual groundwater inflows.

Note also that flow estimated from active-DTS measurements are in very good agreement with the results of VTPs (blue line). For passive-DTS measurements, it appears that the estimate could be highly improved if the effective value of thermal conductivity was considered in the model. For that, the data have been interpreted again with the FLUX-BOT model, this time with regard to the thermal conductivity estimates from active measurements, which were used to define a narrower range of values of λ. As a result, the range of flow estimated was highly reduced : the improved range of flow estimates is highlighted in Figure 2-20 by black square brackets that were added to the initial estimates (green lines). For

instance, at 69.4 m, the flow estimated from the passive measurements ranges between $5.4x10^{-6}$ and $2.1x10^{-5}$ m/s by considering λ varying between 1 and 4 W/m/K. But, here the thermal conductivity was evaluated from active-DTS measurements around 1.25 W/m/K (Figure 2-19a). Knowing that the higher the thermal conductivity the higher the groundwater inflow (Figure 2-13b), it appears that the groundwater inflow is largely overestimates when considering $\lambda > 2$ W/m/K. Following this observation, the flow was once again evaluated by considering λ ranging between 1 and 2 W/m/K and thus estimated between $5.4x10^{-6}$ and $1.2x10^{-5}$ m/s (black square brackets). As shown in Figure 2-20, the application of this adjustment for results at 53.4, 69.4 and 105.75 m allows significantly reducing the range of flow estimated and shows that passive-DTS results can be in perfect agreement with active-DTS results, as long as the value of thermal conductivity is more precisely defined.

4. Discussions and conclusions

4.1. Passive DTS measurements

Passive-DTS appears to be an efficient method to assess qualitative aspects of groundwater / stream water interactions and to make assumptions about the spatial and temporal dynamics occurring in the catchment:

(i) The high-resolution measurement of streambed temperature leads to identify and localize thermal anomalies, namely the stabilization of temperature over time independently of daily temperature fluctuations, at different spots along the cable. These anomalies could be interpreted as groundwater inflows since the temperature stabilizes according to the groundwater temperature (around 12.5-13°C, leading to the strong attenuation of the daily temperature fluctuations of the stream).

(ii) The calculation of the Standart Deviation (SD) of temperature over time highlighted the spatial dynamic of these thermal anomalies. Indeed, we showed that higher values of the SDs can be associated to larger daily temperature amplitudes allowing localizing precisely the thermal anomalies and their importance all along the FO cable. It appears that the SD of temperature increases progressively from upstream to downstream up to reaching the SD of stream temperature. It allowed separating the catchment in three distinct areas according to the importance of thermal anomalies: (i) the wetland where clear and significant thermal anomalies are identified; (ii) the first part of the golf area, where daily stream temperature fluctuations are more or less delayed and attenuated; (iii) the second part of the golf area and

in the wood where streambed temperature variations are approximately similar to stream temperature variations. By assuming that thermal anomalies are induced by groundwater discharge into the stream, we were able to conclude that the groundwater contribution is concentrated in the wetland and more especially in the very head of the stream, where the steepest slopes can be observed. Further downstream, the groundwater inflows could decrease progressively. However, the analysis of SD also suggests the existence of very local groundwater inflows that would highly contribute to the stream flow, probably due to local changes in the streambed topography. Thus, in addition of highlighting the general spatial trend, the DTS technology permits the precise identification of potentials groundwater inflows at a very small spatial scale.

(iii) Then, three different time periods were clearly identified according to the behavior of the streambed temperature evolution over time. Coupling streambed temperature variations with changes in meteorological and hydrological conditions led to make assumptions about the hydrological behavior of the catchment over the hydrological cycle: the increase in precipitations in fall leads to increase gradually the hydraulic gradient, which could induce groundwater exfiltration into the stream once the elevation of the groundwater table becomes higher than the elevation of the stream stage. During the spring, the groundwater table decreases progressively and so do the groundwater contribution to stream flow. Since changes in piezometric levels are periodic with alternating periods of high and low water table levels, we can assume that exchanges have a similar temporal dynamic from year to year, which can help water resource management.

Therefore, the observation of temperature fluctuations along the FO cable turns out to be an efficient approach to detect thermal anomalies and highlight potential groundwater discharge areas. By coupling long-term temperature monitoring with piezometric level fluctuations, this method leads to characterize the hydrological dynamic of the catchment over time. The DTS technology provides distributed measurements in time and space making possible the description of spatial and temporal variability of groundwater/ stream water exchanges.

However, this qualitative approach is not sufficient to validate the different assumptions about the spatial and temporal dynamic of the catchment. Thus, we proposed then to use the inverse numerical computer program FLUX-BOT proposed by Munz & Schmidt (2017) to estimate flow along the cable. Above all, this approach allowed validating basic assumptions.

Thus, it demonstrated that thermal anomalies could be associated to groundwater inflows and confirmed the spatial and temporal dynamics of exchanges occurring in the wetland assumed from the qualitative approach. However, the approach shows main limitations since the numerical model requires some assumptions concerning boundary conditions, burial depth of the cable and thermal properties, which can lead to increase the uncertainty of the estimation:

(i) The choice of boundary conditions is crucial in the estimation of flow. Ideally, two FO cables should be buried at two different depths (Mamer & Lowry, 2013), which was not technically possible here. Seeing the high spatial variability observed from VTP and active-DTS measurements, it confirms that coupling passive-DTS measurements with punctual VTP was not sufficient to estimate the flow distribution. The main advantage of FLUX-BOT model is that the choice of boundary conditions is more flexible allowing a first estimation of flow using the stream temperature and the groundwater temperature variations recorded in piezometer F4 as boundary conditions. This implies that boundary conditions are homogeneous in space, which clearly increases the uncertainty of estimations. However, the good results of the interpretation of the VTPs validate the choice of these boundary conditions.

(ii) Although the burial depth was estimated around 8 cm, the precise determination of this depth all over the cable was not possible. Despite the consistent results of flow estimation, this point largely increases the uncertainty of estimates. Indeed, complementary tests (not shown here), conducted by varying the depth of the DTS measurements in the model, showed that varying the burial depth of ±2 cm induces in average a difference of ±50% on flow estimates. In addition, this parameter is also variable over time since streambed is a dynamic environment and that hydrological events such as floods can influence streambed thickness by controlling transporting sediments (Eaton & Lapointe, 2001; Rosenberg et al., 2011). For the duration of experiment, we were not able to monitor changes in burial depth for this length of cable.

(iii) Results also showed that the value of thermal conductivity has a strong impact on flow estimate, especially for high groundwater inflows. The impossibility of reducing the range of consistent thermal conductivity leads to high uncertainty on flow estimates. However, as demonstrated from VTP results and active-DTS measurements interpretation, the thermal conductivity is highly variable in space meaning that *in-situ* estimates using Thermal conductivity probe would not permit to characterize such variability.

(iv) The application of the model in the golf and the wood areas does not permit to conclude about the flow dynamic in the streambed, since the quality of estimates was not correct. It highlights the probable difficulty of estimating very low/ diffuse flow.

4.2. Active DTS-measurements

Contrary to passive-DTS measurements, the active-DTS experiment conducted in the experimental turned out to be an efficient method to estimate flow at high resolution and with a very low uncertainty. From only 4 hrs of measurements, the approach provides an estimate of both the thermal conductivity and the flow confirming the high variability of these two parameters in space. This demonstrates the possibility of conducting active-DTS experiments in stream and validates the high potential of the method to quantify groundwater/stream interactions.

Groundwater flow was estimated between $2x10^{-6}$ and $4.74x10^{-5}$ m/s, *i.e.* between 0.17 and 4.1 m/d, with a mean value at 1.34 $x10^{-5}$ m/s (1.64 m/d) and a SD of 9.18 $x10^{-6}$ (1.12 m/d). These estimations are in very good agreement with the VTP. The results suggest a decrease of the groundwater from upstream to downstream in accordance with the slope evolution of the streambed topography but also highlighted punctual groundwater inflows, for instance at 43, 50 and 52m from the start of the heated section. Elsewhere, groundwater inflows are more diffuse in space. Results also suggest the value of flow to be highly correlated with the value thermal conductivity. This could mean that the variability of the streambed nature and topography inducing preferential flow paths is probably associated to local variability of both the hydraulic conductivity and the thermal properties.

The magnitude of groundwater flow is also in good agreement with the measured stream flow. Taking into account the width and investigated length of the stream where groundwater inflows have been estimated, contribution to the stream can be evaluated around 4 L/s. This means that 57% of the stream flow at the time of the experiment was contributed by groundwater (the average flow measured at the downstream gauging station was 7 L/s for this period). Since the results are partial along the wetland, this estimation is consistent with the previous studies that predicted that 80-90% of the stream flow was induced by groundwater discharge (Fovet, Ruiz, Faucheux, et al., 2015; Martin, 2003).

Although the active measurements can be conducted either in losing or in gaining streams, this study shows that the interpretation of data in gaining conditions is relatively

easy. Indeed, the groundwater discharge contributes to reduce the propagation of temperature fluctuations into the streambed. Thus, no ambient temperature fluctuations were recorded during the heating period, as shown by passive-DTS measurements, which means that the temperature evolution recorded during the experiment is only due to the heat injection. In losing streams, the recorded temperature could also be affected by stream temperature variations that could have been propagated in depth trough advection by descendant vertical flow. In this case, it would require filtering data before their interpretation.

Finally, some limitations and inconveniences should be noted:

(i) The installation of the heated FO cable was entirely manual and rapid, which probably partly explains the large number of measurement points removed before the data interpretation. Nevertheless, some tools, like ploughs, are now available and should improve the burying of the cable, limit the alteration of the riverbed, and allow for a much better control of the burial depth.

(ii) In gaining streams, the burial depth of the heated cable might potentially affect the thermal response. Indeed, if the cable is very close to the stream, the stream temperature could limit the temperature elevation by dissipating the heat produced This could be seen as one of the main limitations of the method. In losing streams, this effect should be insignificant. In any case, further investigations should be done to quantify the effect of the near stream on estimates.

(iii) Contrary to passive measurements, the data collected cannot be simply interpreted through a qualitative approach meaning that the data interpretation systematically requires a more substantial effort for data processing.

(iv) The method does not provide the flow direction (descendant or ascendant vertical flow), contrary to the model to interpret passive measurements. It requires coupling the data with the observation of the piezometric gradient in the catchment at the time of the experiment. However, the monitoring of temperature variations before the heating period and after the end of the recovery period can provide the flow direction since the stream temperature variations are more or less attenuated according to this flow direction. In addition, it should be kept in mind that for the interpretation of both passive and active measurements, flow is assumed to be perpendicular to the heated cable.

(v) Active-DTS experiments might cause more technical problems than passive-DTS measurements. It requires substantial equipments (heat-pulse system, electrical cables…) and installing these equipments as closely as possible of the heated section to limit the length of

the electrical cables. Moreover, the length of the heated section is limited by the injecting current, meaning that the spatial characterization on the catchment scale is nearly impossible unless multiplying the installation of heated sections in the streambed.

(vi) Finally, active-DTS measurements provide a punctual estimate of flow. To characterize the temporal dynamic of flow, these experiments must be often repeated, which is more constraining than long-term passive-DTS measurements that require little investment during the data acquisition.

To summarize, passive- and active-DTS measurements were conducted concurrently in the same experimental site in order to characterize the spatial and temporal pattern of groundwater/stream interactions of a first- and second-order stream. The long-term passive-DTS measurements and the associated quantification of vertical flow fully demonstrated the potential of the approach to characterize both the temporal and spatial variability of groundwater discharge into stream at the catchment scale. Thus, results highlighted preferential discharge areas depending on the streambed properties and topography, showing that the head of the catchment highly contributes to the stream flow. The temporal variations of groundwater inflows over time were also clearly identified depending on the annual hydrological cycle and on changes in meteorological and hydrological conditions at the catchment scale. Active-DTS measurements allowed going way further in the characterization of groundwater inflows through the estimation of flows and their spatial distribution with a very low uncertainty. Contrary to passive-DTS measurements and *in situ* methods, the active experiment allowed identifying and quantifying the high variability of thermal conductivity in space. This considerably decreases the uncertainty on flow estimates and allows describing the variability of streambed properties at an unprecedented scale. Finally, this study shows the complementarity of passive and active-DTS measurements to fully characterize groundwater/surface water interactions. While passive DTS measurements permit to characterize the spatial and temporal patterns of groundwater inflows at large scale, active-DTS measurements allow a very precise estimate of both thermal conductivity and flow. These estimates could be used to calibrate the models used to interpret passive measurements, and especially the value of thermal conductivity. It would considerably reduce the uncertainty of flow estimates from passive measurements and thus lead to the precise quantification of groundwater inflows at a new temporal and spatial scale.

Partie 3

Application de la méthode sur la Sélune

De bon matin sur la Sélune, une journée de novembre …

Partie 3

Cette troisième et dernière partie s'intéresse au second site où la méthode active-DTS a été expérimentée, à savoir sur le bassin versant de la Sélune et plus précisément au méandre de Signy. Nous nous situons maintenant dans la partie la plus avale du bassin versant. Après avoir traversé des vallées encaissées et rencontré deux barrages hydrauliques, la Sélune à cet endroit du bassin est un large cours d'eau (20-30 m) coulant sur sa plaine alluviale. Au niveau du site expérimental de Signy, le fleuve forme un large méandre qui accueille un champ captant où les eaux souterraines sont prélevées pour l'alimentation en eau potable de la communauté.

La caractérisation des interactions nappe/rivière le long de la Sélune apparaît comme un enjeu majeur pour la gestion de la ressource en eau sur le bassin versant. Tout d'abord, le territoire est situé au nord-est du Massif Armoricain et de fait une très grande partie des ressources en eau provient des eaux de surface. Dans ce contexte agricole, le champ captant de Signy compte parmi le peu de réservoirs souterrains pouvant être exploités pour leur ressource en eau. Ainsi, la caractérisation des interactions entre la nappe alluviale pompée et la Sélune apparaît comme essentielle pour comprendre les écoulements et définir la vulnérabilité de cette ressource. Malgré cela, à l'heure actuelle, les méconnaissances actuelles des écoulements au niveau du site ne permettent pas d'envisager une gestion optimale et durable de la ressource en eau. À cela s'ajoutent la taille importante du fleuve et les hauteurs d'eau conséquentes qui rendent malaisée l'installation d'instruments dans la rivière et qui posent la question de l'application de méthodes conventionnelles d'investigation des écoulements.

Étant donnée la difficulté technique que peut représenter la mise en œuvre de la méthode active DTS en rivière, le premier objectif de cette application est de tester la faisabilité et la pertinence de l'installation d'une telle expérience dans un large cours d'eau. Nous aurons ainsi l'occasion de discuter du challenge technique en lui-même mais aussi du schéma de déploiement du câble dans le cours d'eau afin de caractériser au mieux les échanges nappe/rivière.

Le second grand objectif est la caractérisation, c'est-à-dire la localisation et la quantification, des interactions nappe/rivière (même si dans ce cas précis, il s'agira plus d'interactions méandre-fleuve). Le site de Signy s'inscrit dans un contexte relativement singulier. Les barrages en amont du site, la morphologie en méandre de cette portion de chenal et les prélèvements dans la nappe sont autant de facteurs qui laissent penser que les écoulements entre le cours d'eau et la plaine alluviale devraient être contraints par des limites fortes. L'application de la méthode active DTS sur un tronçon de ce méandre pose la question, bien au-delà de la quantification des échanges, de l'importance de ces facteurs sur la dynamique des écoulements à l'échelle du tronçon. En effet, la partie du chenal où a été déployée la méthode présente, à son échelle, des caractéristiques hydro-géo-morphologiques qui devraient en théorie contrôler les flux d'eau. Dès lors, on questionnera l'importance des variabilités locales sur les écoulements sachant que les contraintes à plus grande échelle sont particulièrement importantes.

Organisation de la Partie 3

L'application de la méthode active DTS sur le site expérimental de la Sélune constitue un défi technique quant à l'installation pérenne des équipements et à la faisabilité de conduire de telles expériences dans un fleuve de cette envergure, mais pose également un certain nombre de questions en matière de traitement et d'interprétation des données. Afin de répondre à ces différents aspects, la partie 3 est organisée comme telle :

- Chapitre 1 - ***La Sélune : du bassin versant au site d'étude***

Ce chapitre s'intéresse à présenter le bassin versant de la Sélune et le site expérimental où les expériences actives DTS ont été réalisées. Il présente les facteurs pouvant influencer les échanges nappe/rivière à différentes échelles et notamment la caractérisation hydrogéologique des écoulements au sein du méandre de Signy.

- Chapitre 2 - ***Mesures actives DTS : installation, matériel, mesures***

Dans ce chapitre, seront présentés l'installation des équipements nécessaires à la conduction des expériences actives ainsi que le déroulement et l'organisation des semaines expérimentales. Ce chapitre, essentiellement d'ordre technique, a pour objectif de présenter l'ensemble des équipements nécessaires ainsi que les différentes contraintes techniques liées à la mise en œuvre de la méthode. Il peut être utilisé comme un guide pour quiconque souhaiterait appliquer la méthode active en rivière.

- Chapitre 3 - ***Traitement des données***

Ce chapitre s'attache à présenter les mesures de température acquises lors des différentes semaines expérimentales et décrit les grandes étapes de traitement des données, préalables à leur interprétation. On s'attardera tout particulièrement sur le développement et l'application d'une méthode de traitement des données par filtrage, étape nécessaire pour l'application de la méthode en rivière, notamment lorsque celle-ci s'infiltre vers la nappe.

- Chapitre 4 - ***Interprétation des résultats : cohérence et incertitude des estimations***

Centré sur l'interprétation des mesures actives, ce chapitre présente l'approche semi-automatique développée afin d'estimer les valeurs distribuées de conductivité thermique et de flux pour chaque semaine expérimentale. Il s'agira alors de vérifier la cohérence des estimations obtenues et de discuter de l'incertitude des résultats.

- Chapitre 5 - ***Résultats et discussion sur les échanges nappe/rivière***

Enfin, ce chapitre synthétisera les résultats et permettra de discuter de la variabilité spatiale et temporelle des échanges d'eau entre la Sélune et sa nappe alluviale. Il permettra de conclure, ou tout du moins d'émettre des hypothèses, sur les facteurs influençant les dynamiques d'écoulement.

Chapitre 1 – ***La Sélune : du bassin versant au site d'étude***

Comme il a été souligné, la compréhension des processus contrôlant les échanges à l'échelle locale nécessite au préalable de prendre du recul et de s'interroger sur les écoulements à des échelles plus larges. En effet, il ne s'agit pas seulement de quantifier des flux à un endroit précis mais surtout de comprendre la dynamique sous-jacente des écoulements. Ainsi, nous nous attacherons dans ce chapitre introductif à présenter les différents paramètres susceptibles de contrôler les échanges nappe/fleuve en proposant une description multi-échelle du site.

× La première partie s'intéressera à décrire la Sélune et son bassin versant à l'échelle régionale et notamment ses grandes caractéristiques géologiques, morphologiques et hydrologiques. Cela permettra également de situer le site expérimental de Signy dans le bassin versant et de mettre en avant les différents facteurs régionaux impliqués dans la dynamique des écoulements sur le site.

× Sera ensuite abordée la question des écoulements à l'échelle du site expérimental. Après une description du *méandre de Signy*, les différents instruments et méthodes mis en œuvre pour caractériser l'hydrogéologie locale et les écoulements dans la nappe alluviale seront présentés. Cela conduira à une description des écoulements à l'échelle du site et à s'interroger sur les différents facteurs susceptibles de contrôler les échanges locaux d'eau.

× Enfin, après une brève présentation du tronçon de rivière où les mesures actives ont été expérimentées, nous introduirons les méthodes conventionnelles utilisées en parallèle afin de quantifier les interactions nappe/rivière. Cela permettra d'introduire l'intérêt de la méthode dans un tel contexte.

1. La Sélune et son bassin versant

1.1. Le bassin versant de la Sélune

La Sélune est un fleuve côtier qui se jette en baie du Mont-Saint-Michel, située dans le golfe Normand-Breton comme le montre la Figure 3-1. Elle prend sa source à Saint-Cyr-du-Bailleul (Manche) à 140 m d'altitude et parcourt près de 90 km avant de se jeter dans la mer de la Manche. La Sélune draine un large bassin versant d'une superficie de 1014 km², qui s'étend sur trois départements : la Manche (Normandie), la Mayenne (Pays de la Loire) et l'Ille-et-Vilaine (Bretagne). L'une des caractéristiques singulières de ce fleuve côtier est la présence de deux ouvrages hydrauliques construits le long de son cours. Répondant à des besoins d'électricité grandissant, pour l'industrie notamment, les barrages de Vezins et de la Roche-Qui-Boit ont été construits dans la première moitié du XXe siècle, marquant ainsi non seulement le paysage du bassin versant, mais aussi son histoire.

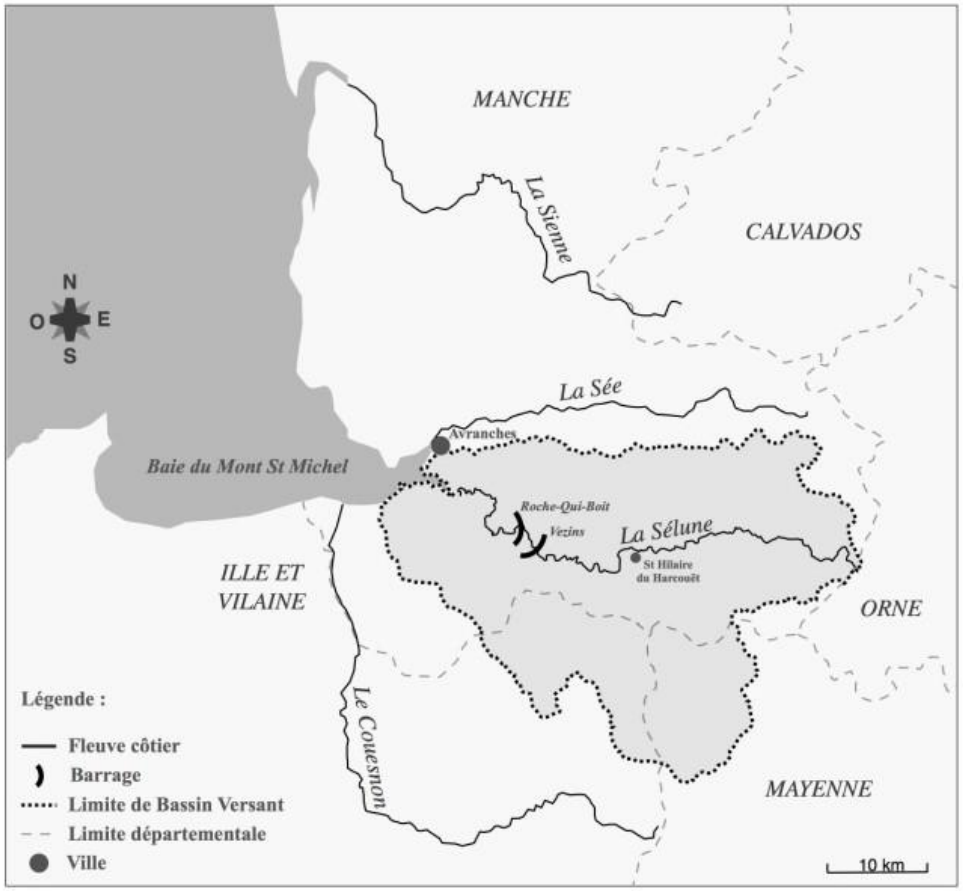


Figure 3-1. Localisation de la Sélune et de son bassin versant [modifiée depuis :Thomas & Germaine, (2018)]

Le territoire se compose principalement de paysages ruraux et agricoles. Avec un peu de plus de 1 % de zones urbanisées, le bassin versant est caractérisé par de larges surfaces cultivées et grandes prairies associées à de l'élevage bovin. Le climat, de type océanique humide, se caractérise dans cette région par des hivers doux et pluvieux et des étés frais et humides. La température moyenne annuelle y est de 10.1°C avec une amplitude thermique peu marquée entre l'hiver et l'été (12.3°C). Le territoire est sujet à des précipitations fréquentes et bien réparties dans l'année. On y enregistre en moyenne 150 jours de pluie par an pour un total de 800 mm d'eau précipitée. (Gest'eau, 2002).

1.2. Géologie et hydrogéologie

Le bassin versant de la Sélune se situe intégralement au nord-est du Massif Armoricain (Beurrier et al., 1984; Dadet et al., 1983; SIGES Seine-Normandie, 2015). Comme le montre la Figure 3-2, le substratum correspond au socle armoricain peu ou pas perméable d'âge précambrien, constitué d'anciens terrains sédimentaires datés du briovérien (des schistes et des grès). Cette structure est partiellement recoupée par des massifs intrusifs granitiques datés du cadomien et principalement constitués de granodiorites. Ces massifs se retrouvent sur la presque moitié sud du bassin versant (granodiorites de Fougères), au nord du bassin versant (granodiorites d'Avranche) et aussi plus localement ailleurs. Des formations d'âge primaires, les schistes et grès du synclinal de Mortain, sont conservées au nord-est du bassin versant. À l'ouest du bassin versant, on retrouve des alluvions sablo-graveleuses déposées par la Sélune dans sa plaine alluviale datant du Quaternaire principalement. À noter la présence sporadique de lœss datant également du Quaternaire sur l'ensemble du bassin versant dont l'épaisseur diminue d'ouest en est.

La géologie du bassin a entièrement façonné le paysage et les reliefs. En regardant en parallèle les grandes structures géologiques (Figure 3-2) et le profil en long de la Sélune (Figure 3-3), il apparaît clairement que le site de la Roche-Qui-Boit, qui accueille un des barrages, marque une limite dans le paysage. En amont de ce point, la Sélune s'écoule sur des schistes ou des granites. Les vallées y sont marquées, les cours d'eau ayant incisé la roche-mère. Les zones de contact entre les intrusions granitiques et le socle forment des zones accidentées où le relief peut être localement fort. En aval de la Roche-Qui-Boit, dans l'arrière pays immédiat de la baie du Mont-Saint-Michel, le relief est relativement plat et la Sélune coule sur une plaine alluviale formée par des dépôts du Quaternaire. La pente moyenne de la Sélune est de 2 $^{\circ}/_{00}$, même si de forts contrastes sont évidemment présents d'amont en aval.

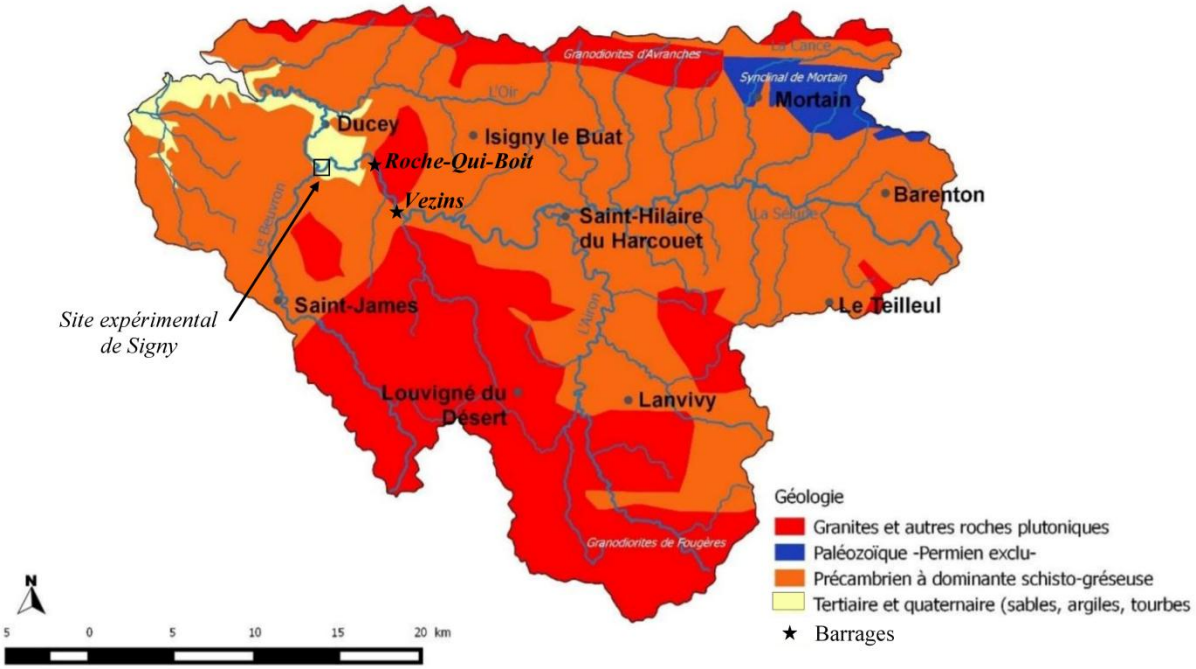


Figure 3-2. Carte présentant les principales structures géologiques rencontrées sur le bassin versant de la Sélune et l'emplacement du site expérimental du méandre de Signy [modifiée depuis un document du *Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune* (2017)]

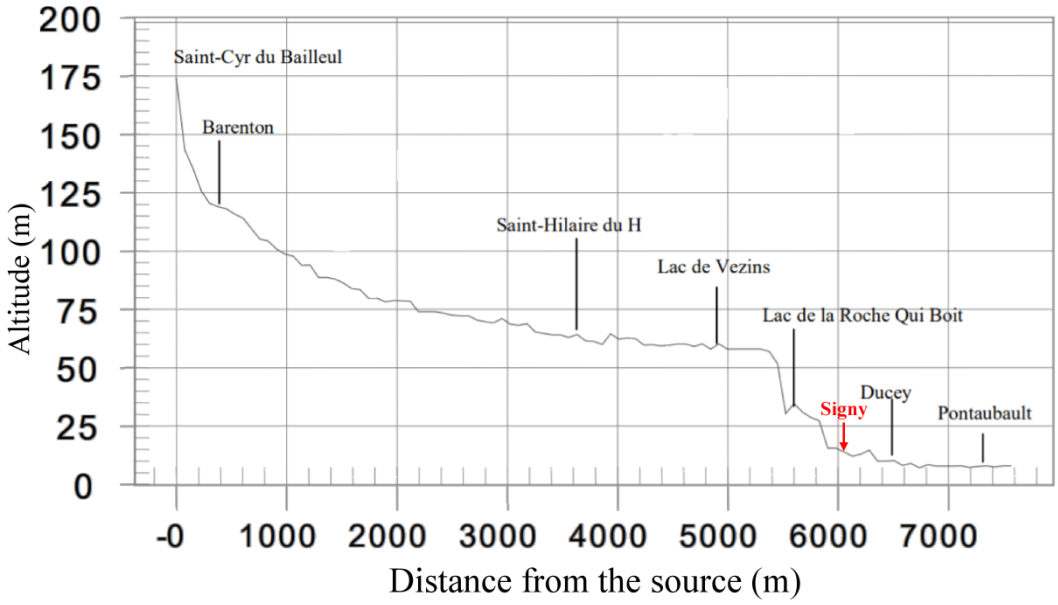


Figure 3-3. Profil en long du lit majeur de la Sélune depuis sa source jusqu'à son exutoire en baie du Mont-Saint-Michel et mise en évidence de la localisation du site expérimental de Signy sur ce profil [modifiée depuis un document du *Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune*, (2001)]

La géologie de socle implique des aquifères souvent relativement localisés et compartimentés, comparés aux régions de bassins. Selon la Base de Données sur les Limites des Systèmes Aquifères (BDLSA), les entités hydrogéologiques du territoire ont toutes été classées comme « entités de niveau local ». Les différentes structures hydrogéologiques

répertoriées sur les territoires peuvent se subdiviser en plusieurs secteurs (BDLSA; SIGES Seine-Normandie, 2015; Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017), comprenant :

- les structures fissurées surmontées d'un aquifère poreux qui constitue un réservoir important. C'est notamment le cas des massifs granitiques qui présentent généralement un horizon d'arène bien développé et aussi des schistes fissurés que l'on retrouve dans la plaine alluviale de la Sélune (à l'ouest du bassin versant) et qui sont recouverts par des alluvions fluviatiles très perméables.
- les zones de métamorphisme de contact, à proximité des intrusions magmatiques, présentant généralement une couche d'altération réduite ou de roche fracturée, constituant un réservoir potentiellement intéressant.
- les zones de socle (grès et schistes), présentant généralement une zone d'altération très réduite et peu perméable, sont considérées comme des réservoirs peu intéressants, même si quelques exemples locaux, comme les forages d'Isigny-le-Buat, ont démontré le contraire.
- des zones de fractures, ainsi que des zones de contact entre les différentes formations géologiques.

Comme le montrent les Figures 3.2 et 3-3, le site de Signy se trouve dans la partie la plus aval du bassin versant, où un relief plat caractérise les paysages. La Sélune y coule sur du socle recouvert de dépôts d'alluvions datées du Quaternaire qui constituent en théorie une zone propice à la présence d'un aquifère perméable.

1.3. Hydrologie de surface

Typique des structures de socle à dominante imperméable, le réseau hydrographique sur le territoire est dense comme le montre la Figure 3-4. Avec environ 1.15 km de cours d'eau au km², le réseau hydrographique a complètement façonné les paysages du bassin versant. Le peu de réserves souterraines, par rapport à l'importance des eaux surfaciques, rend le territoire potentiellement vulnérable aux périodes de sécheresse. L'alimentation en eau potable du territoire est principalement assurée par des prélèvements d'eau de surface. Reflet de la limite des aquifères souterrains, 41 captages ou forages souterrains (dont 32 ouvrages peu profonds) répartis sur le territoire ne collectent que 35% des prélèvements annuels, soit un volume de 1.4 million de m^3 pour l'année 2016. Au contraire, 3 captages en rivière assurent 65% des prélèvements (Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2001, 2017).

Comme le montre la Figure 3-4, dans le cadre du programme scientifique Sélune débuté en 2012 et portant sur le suivi de l'arasement des barrages sur la Sélune (https://programme-selune.com/fr/), des stations de suivi hydrométrique et physico-chimique ont été installées à différents points stratégiques du bassin versant. Parmi ces stations, se trouve celle située au Pont de Signy (la plus en aval), où les expériences actives DTS ont été menées.

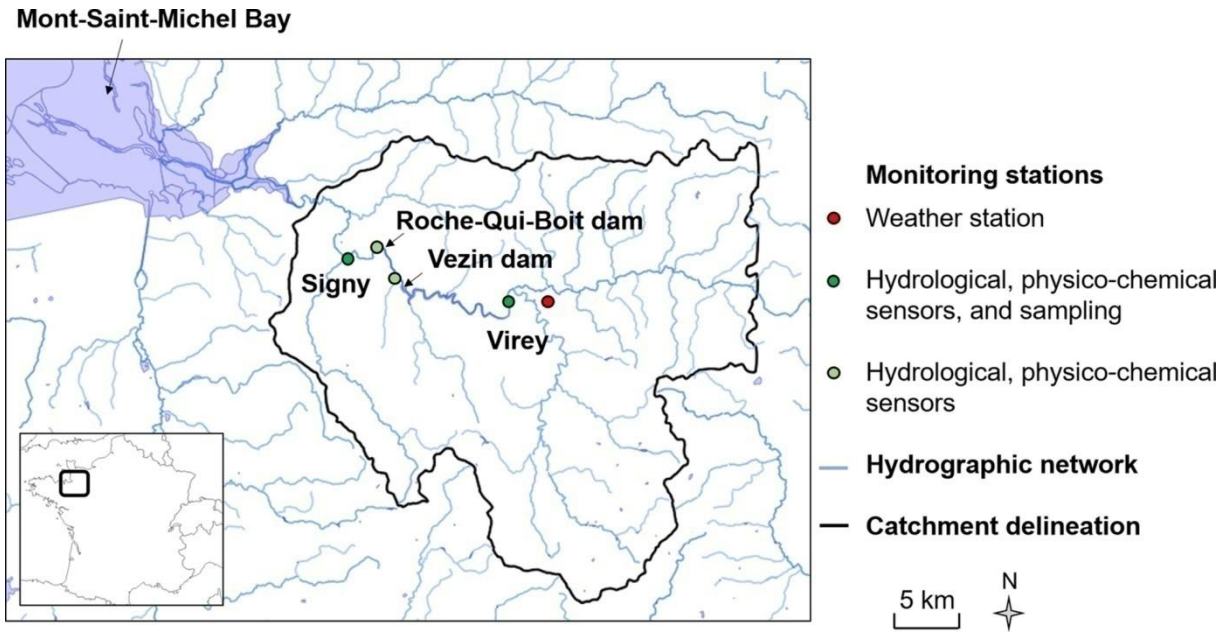


Figure 3-4. Hydrologie du bassin versant de la Sélune et points de suivi hydrométrique et physico-chimique installés dans le cadre du programme scientifique Sélune, coordonné par l'INRA [d'après Fovet et al. (2020)].

Les affluents de la Sélune contribuent largement à son débit total, et notamment l'Airon, le Lair et le Beuvron, des affluents rive gauche de la Sélune. Ils s'écoulent depuis le sud du bassin versant où ils sont en grande partie alimentés par les nappes du massif granitique de Fougères et par les aquifères superficiels formés dans les dépôts de lœss. Le socle schisto-gréseux plus au nord implique des aquifères peu développés et localisés dans les éventuelles fractures ou failles du socle. Par conséquent, la contribution de la nappe au débit du fleuve y est considérée comme négligeable, même si on pourrait envisager la présence de relations très locales à la faveur de ces failles. Enfin, en aval de la Roche-qui-Boit, et donc au niveau de Signy, on peut s'attendre à de fortes connexions entre la Sélune et sa plaine alluviale car les alluvions déposées sur les schistes fracturés et fissurés forment un aquifère très perméable.

1.4. Les barrages

Profitant de l'étroitesse du cours d'eau dans les vallées encaissées du bassin versant, deux ouvrages hydrauliques ont donc été construits sur la Sélune. Mis en service en 1920, le

barrage de la Roche-Qui-Boit mesure 129 m de long et 16 m de haut. Le barrage de Vezins, construit plus en amont et huit fois plus puissant, a été mis en service 12 ans plus tard et mesure 278 m de long et 36 m de haut (Source: selune.hypotheses.org). L'amont de chacun de ces barrages est occupé par de larges retenues d'eau s'étendant sur 6 km (30 hectares) pour le site de la Roche-Qui-Boit et 19 km (151 hectares) pour celui de Vezins. Initialement synonymes de modernité et de progrès, les barrages ont permis le développement commercial, industriel et touristique de la région. Les lacs se sont imprégnés au paysage local et sont devenus le lieu de multiples activités récréatives pour les locaux et pour les touristes.

Toutefois, la législation européenne, basée sur la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) publiée en 2000, inclut la notion de bon état écologique des cours d'eau, ce qui implique entre autres le rétablissement de leur continuité écologique. Or, la présence des barrages apparaît comme un obstacle pénalisant pour de nombreuses espèces. Du fait notamment de la position des barrages sur le territoire (très en aval), plus de 700 km² de bassin versant, c'est-à-dire 70% de la surface totale, s'avèrent inaccessibles aux poissons migrateurs qui ne peuvent atteindre leurs zones de frayère (source : ONEMA).

L'impossibilité d'aménager ces structures pour rétablir la continuité écologique, le coût d'entretien des ouvrages et la faible production d'électricité ont été quelques uns des arguments qui ont conduit à la décision ministérielle en 2018 d'araser les barrages. Suite à cette décision, qui conclut les débats et nombreux conflits autour de la question du devenir des barrages, la déconstruction du barrage de Vezins a débuté en mai 2019 et 95% de la structure était détruite en mars 2020. Cette étape de déconstruction a été précédée de travaux ayant pour objectif de gérer les 2 millions de m^3 de sédiments accumulés dans la retenue afin de limiter le relargage vers la baie du Mont-Saint-Michel des 560 000 m^3 de sédiments potentiellement mobilisables et pollués (en partie en métaux lourds) [Source : Préfecture de la Manche]. Les travaux pour l'arasement du barrage de la Roche-Qui-Boit sont prévus en 2021.

Comme cela était prévisible, la présence des ouvrages hydrauliques le long de la Sélune a conditionné en très grande partie l'hydrologie en aval de ces structures. Le débit et la hauteur d'eau du fleuve dépendaient ainsi de la gestion des retenues d'eau et variaient au gré des relargages des barrages.

2. Le site de Signy : caractérisation des échanges nappe/rivière à l'échelle du méandre

Intéressons-nous désormais plus en détail au site expérimental de Signy. Le tronçon de rivière qui a accueilli les expériences actives se trouve dans un méandre formé par la Sélune. La caractérisation des échanges nappe/rivière nécessite une véritable caractérisation hydrogéologique du site et l'étude des écoulements à l'échelle du méandre. Comme discuté dans le chapitre introductif de ce second volet de thèse, la compréhension des interactions nappe/rivière ne peut se faire que par la compréhension de la dynamique des écoulements à plus grande échelle. Cette partie présente donc la démarche mise en place pour répondre à cet objectif et les principaux résultats ayant permis de décrire les écoulements à l'échelle du méandre.

2.1. Matériel et méthodes

2.1.1. Description du site expérimental

Comme on a pu le voir précédemment, le site d'étude, que l'on appellera indifféremment méandre de Signy ou Pont de Signy, se situe dans la partie la plus en aval du bassin versant de la Sélune et en aval des deux barrages hydrauliques. Comme le montre la Figure 3-5, il se situe au sud de la commune de Ducey à environ 15 km en amont de l'exutoire du fleuve dans la baie du Mont-Saint-Michel. Dans cette partie du bassin versant, le lit de la Sélune coule dans une plaine alluviale et peut présenter une sinuosité relativement importante, comme c'est le cas à Signy où le cours d'eau s'écoule d'est en ouest et forme un méandre. La partie nord du site est délimitée par l'orée du bois d'Ardennes.

Le site d'étude présente un paysage typique de plaine alluviale et s'étend sur près de 34 hectares principalement exploités en pâturages pour l'élevage équin et pour le fourrage. Depuis les années 1970, le méandre est exploité par le Syndicat Mixte d'Alimentation en Eau Potable pour ses réserves en eau souterraine. Comme le montre la Figure 3-5, le champ captant, dit du Bas-Montmorel, se trouve au cœur du méandre de Signy et deux forages profonds et un puits à drains près du fleuve assurent un débit d'exploitation de 100 m^3/h pendant 15 heures par jour. Malgré le contexte géologique général peu propice au développement d'aquifères régionaux, l'aquifère local paraît être un aquifère intéressant puisque 1500 m^3 d'eau y sont prélevés chaque jour.

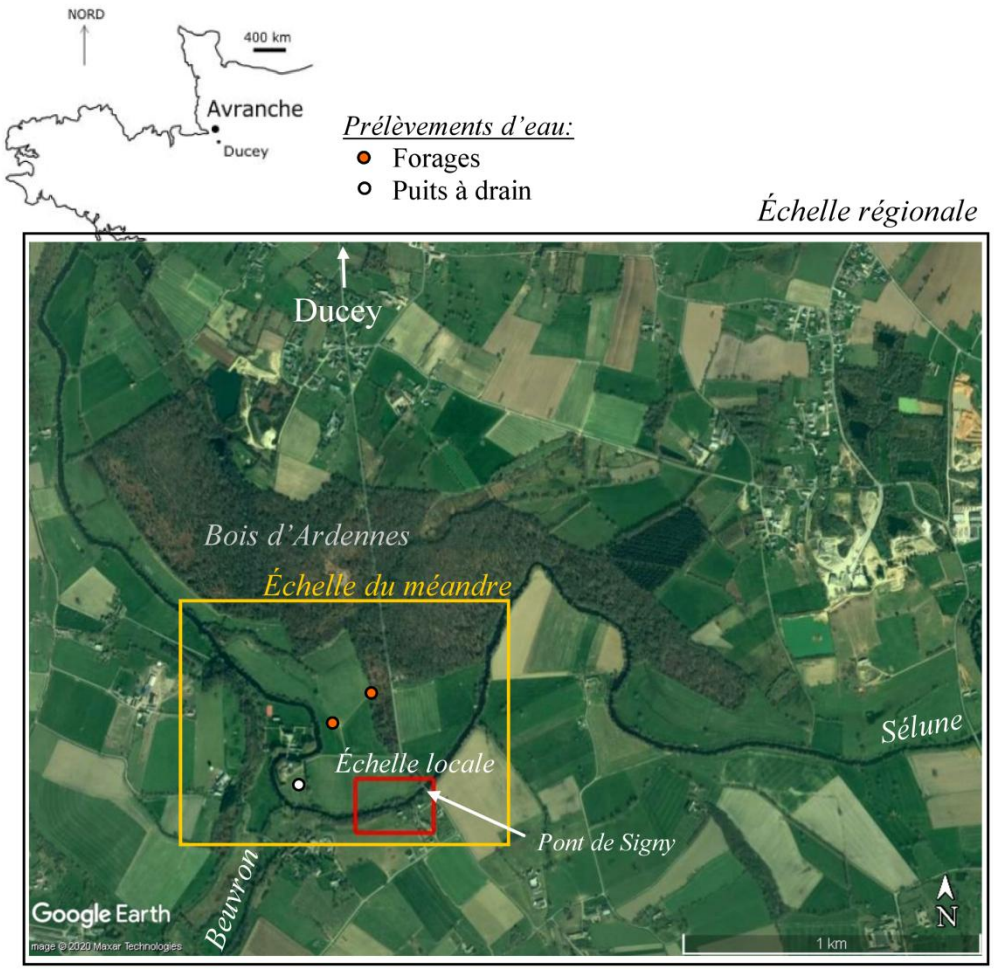


Figure 3-5. Vue aérienne du site d'étude, situé au sud de la commune de Ducey, où la Sélune forme un méandre. Les échanges nappe/rivière observées à l'échelle locale (échelle du tronçon de rivière) dépendent des caractéristiques morphologiques, hydrologiques et hydrogéologiques à l'échelle du méandre et à l'échelle régionale [crédit photo : Google Earth].

2.1.2. Instrumentation du champ captant

Comme le montre la Figure 3-6, bien que l'alimentation en eau potable soit assurée par 3 ouvrages (FB9 et FB2 qui sont des forages profonds et WD1 qui est un puits à drains), le méandre accueille un certain nombre de forages de reconnaissance construits lors de la prospection hydrogéologique du site avant son exploitation.

L'une des premières étapes a donc été l'instrumentation de ces forages et l'installation de capteurs de pression (sondes DIVER ou STS) dans les piézomètres B1, B7, B2, B8, B5, B3 et B4 (points rouges sur la carte) dont la profondeur s'arrête au niveau du socle (nappe alluviale uniquement). Bien que les sondes DIVER enregistrent également la température (précision de ±0.1°C), les forages B8 et B5 ont également été équipés de capteurs de

température de type RBR-SoloT afin d'enregistrer les évolutions de température avec une très bonne précision (±0.002°C).

Figure 3-6. Ensemble des forages et piézomètres présents sur le champ captant. Le rectangle rouge indique la partie du tronçon où les échanges nappe/rivières ont été étudiés à l'échelle locale.

La station hydrométrique présente au niveau du Pont de Signy se compose d'une station de mesure de débit de la DREAL Basse-Normandie installée depuis 1990 (code I9221020 : La Sélune à Saint Aubin de Terregatte), qui convertit les hauteurs d'eau mesurées en débit via une courbe de tarage, et une station de mesure INRA installée en 2014 dans le cadre du projet Sélune. Cette station permet de mesurer en continu les principaux paramètres physico-chimiques (turbidité, température, conductivité) ainsi que la chlorophylle et la concentration en cyanobactérie. Un préleveur automatique permet également l'échantillonnage des crues et le suivi de la chimie de l'eau (Mdom et al., 2019).

Ensuite, afin de caractériser les écoulements au plus près de la berge, trois piézomètres (P1, P2 et P3 ; points verts sur la Figure 3-6) ont été installés en septembre 2016 à l'aide d'une foreuse carotteuse (Faucheux et al., 2017). Cet outil a permis de forer l'horizon d'alluvions jusqu'à atteindre le socle, ce qui a représenté des profondeurs de 2.5 à 2.8 m. Des tubes crépinés d'1 m de haut, surmontés de tubes pleins, ont été installés au fond de chaque piézomètre. La Figure 3-7 montre les piézomètres P1, P2 et P3 installés sur le site expérimental, qui se trouvent respectivement à 1 m, 4 m et 9 m de la berge la Sélune. Ces

piézomètres ont été équipés avec des capteurs de pression (STS filaires) et des capteurs de température de type RBR SoloT. Une sonde de mesure de conductivité a été également installée dans le piézomètre P1, le plus près de la rivière.

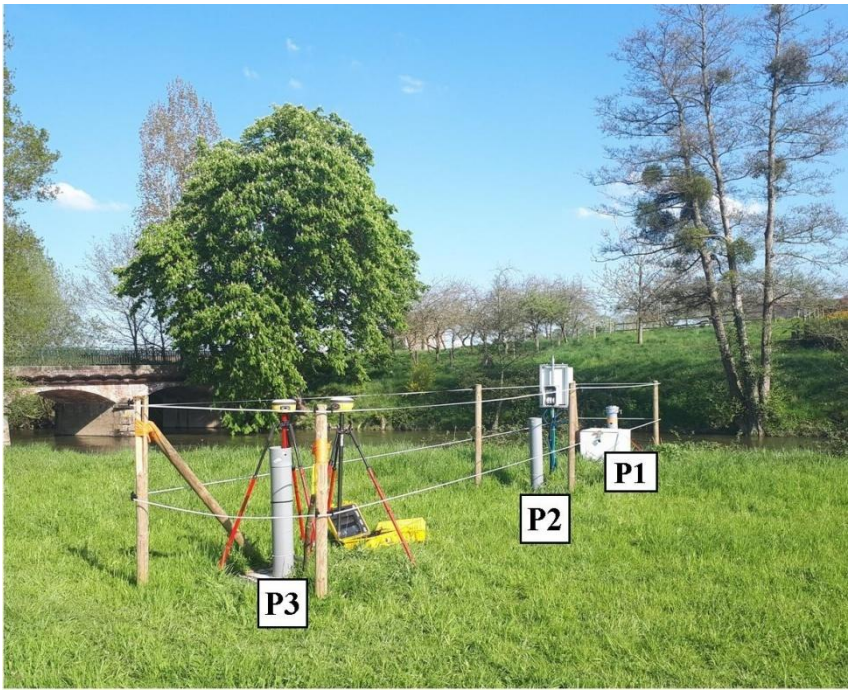


Figure 3-7. Photo du transect P (piézomètres P1, P2 et P3) installé près de la berge de la Sélune

2.1.3. Méthodes de caractérisation des écoulements à l'échelle du méandre

En plus des suivis piézométriques sur l'ensemble du méandre, différentes approches et méthodes ont permis de caractériser les écoulements en son sein. Ainsi, l'étude des coupes des forages couplée à des mesures géophysiques sur le site (tomographie électrique, suivi sismique et cartographie électromagnétique) ont permis de décrire la géométrie de l'aquifère alluvial. Ensuite, le fonctionnement hydrogéologique a été étudié grâce à différents tests de perméabilité, à savoir des essais de pompage longue durée réalisés lors de la prospection du site par le bureau d'études Lithologic, missioné par le syndicat des eaux, et également des essais de chocs hydrauliques réalisés par nos soins dans certains ouvrages. Ces données, couplées à des cartes piézométriques et à des données de géochimie ont ainsi permis de discuter les écoulements et l'origine des eaux. Enfin une modélisation des flux à l'échelle du méandre a été réalisée à partir d'une approche analytique puis d'un modèle numérique sous ModFlow. Ces différentes approches, de l'acquisition de données géophysiques à la modélisation du site, ont été réalisées entre janvier et juin 2018 dans le cadre du stage de fin d'études de Master 2 de François Robustelli. Les principaux résultats de ces travaux seront synthétisés dans la partie suivante.

2.2. Résultats : Dynamique des écoulements à l'échelle du méandre

2.2.1. Géologie et paramètres hydrogéologiques

La Figure 3-8 présente la géologie locale caractérisant le sous-sol du méandre étudié. La Figure 3-8a présente une carte géologique à l'échelle 1/50000 de la zone (Beurrier et al., 1984; Dadet et al., 1983, 1984; Langevin et al., 1984) tandis que la Figure 3-8b présente une coupe géologique allant de la Sélune jusqu'à la commune de Ducey (Robustelli et al., 2018).

Le fleuve s'écoule donc sur la terrasse alluviale la plus récente et la plus basse de la plaine alluviale. Cette terrasse, issue de dépôts fluviatiles du Quaternaire, se compose de limons, de sables, de graves et de galets. Cet horizon d'alluvions est séparé du socle par une couche fine d'argiles d'altération. Les alluvions reposent sur des schistes tachetés fortement altérés en subsurface, eux-mêmes reposant sur du socle sain dont la profondeur est variable à l'échelle du méandre. Les coupes de forage ont en effet montré des zones de schistes fortement fracturés entre 20 et 70 m de profondeur. Les prospections électriques ont permis de conclure que l'épaisseur des alluvions déposées variait entre 2 et 10,5 m dans le méandre avec des sédiments plus profonds au centre de la plaine (en moyenne entre 7 et 9 m) et des épaisseurs plus faibles près du bois d'Ardennes et le long des berges de la Sélune (< 6 m) (Robustelli et al., 2018).

Enfin, l'analyse des différents essais de pompage (par paliers, longue durée et slug tests) a conduit à estimer les paramètres hydrodynamique de la nappe alluviale (dépôts du Quaternaire dans la plaine alluviale surmontant le socle fracturé). Les valeurs de transmissivité ont été ainsi estimées entre $4x10^{-3}$ et $8x10^{-3}$ m²/s dans la partie centrale du méandre et de l'ordre de 10^{-2} m²/s au nord-est du méandre et au sud, le long des berges de la Sélune. Ces valeurs de transmissivité, couplées aux données d'épaisseurs de la nappe, ont conduit à estimer la conductivité hydraulique entre 10^{-2} et 10^{-5} m/s, reflétant la forte variabilité des dépôts à l'échelle du méandre.

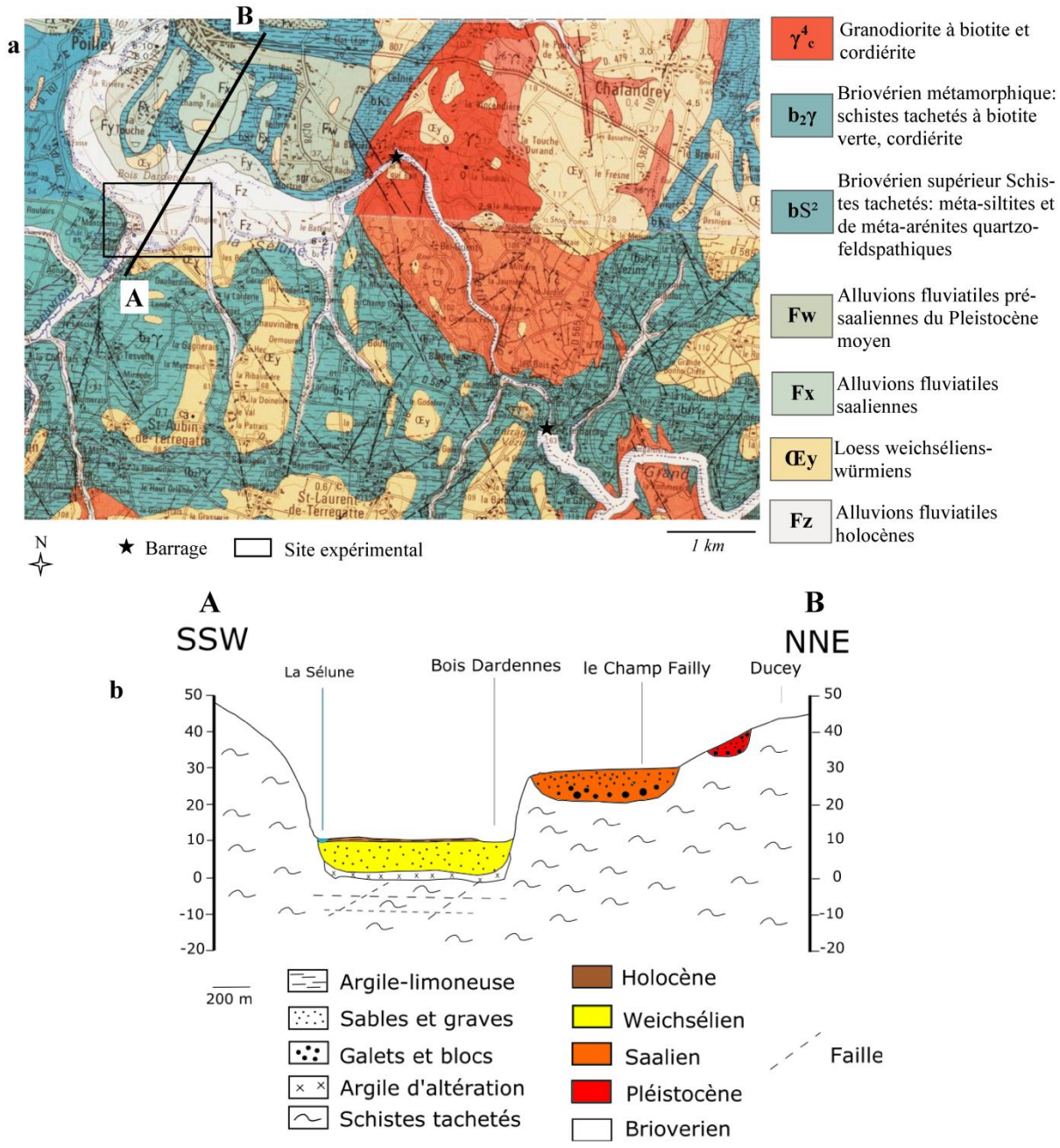


Figure 3-8. a. Carte géologique à l'échelle 1/50 000 du site expérimental (rectangle noir) et de sa région proche [modifiée depuis Beurrier et al. (1984) et Dadet et al. (1983)] ; b. Coupe géologique de la plaine alluviale depuis le pont de Signy jusqu'à la commune de Ducey [modifiée depuis Robustelli et al., (2018)]

2.2.2. Hydrologie

La Figure 3-9 montre l'évolution du débit de la Sélune au niveau du Pont de Signy entre novembre 2017 et février 2020. Les variations de débit à l'échelle du cycle hydrologique sont cohérentes avec les variations saisonnières du climat. On distingue d'une part les périodes de hautes eaux pendant la période hivernale et au début du printemps et d'autre part les périodes de basses eaux, les périodes d'étiage, pendant la période estivale et au début de l'automne.

Jusqu'à la mi-décembre 2018, le débit de la Sélune présente un comportement typique d'un cours d'eau situé en aval d'un barrage. Comme le montre la Figure 3-9a$_1$, durant cette période, le débit de la Sélune évolue en créneaux. Il y a donc des changements brusques de débit associés aux périodes de relargage des barrages. À partir d'octobre 2019, ces créneaux caractéristiques ne sont plus visibles dans la chronique, ce qui signifie que le régime hydrologique est redevenu naturel et dépendant notamment des épisodes de crue. Entre décembre 2018 et octobre 2019, c'est-à-dire au moment des travaux sur le site de Vezins, un comportement intermédiaire est observé, avec quelques variations en créneau encore observées, qui pourraient être dues à des relargages du barrage de la Roche-Qui-Boit. Les chroniques montrant les variations de température, de turbidité et de conductivité de la Sélune pour cette même période relevées par la station INRA sont disponibles en Annexe 1.

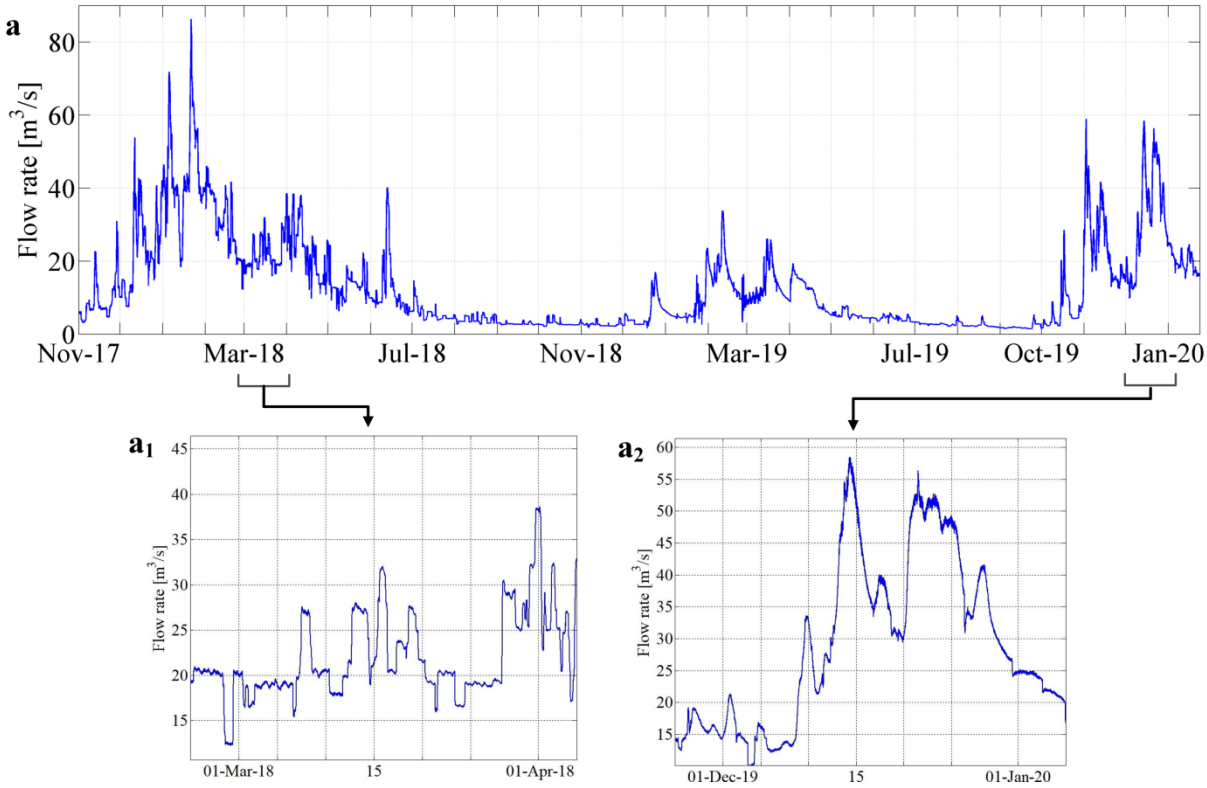


Figure 3-9. a. Variations du débit de la Sélune au pont du Signy estimées entre novembre 2017 et février 2020 à partir des données de hauteur d'eau collectées par la station de mesure de débit de la DREAL Basse-Normandie. L'évolution du débit montre deux comportements distincts : a$_1$. lorsque le niveau de la Sélune dépendait des relargages des barrages ; a$_2$. après l'arasement du barrage de Vezins [Données : DREAL Basse-Normandie].

2.2.3. Piézométrie

La Figure 3-10 présente l'évolution des niveaux piézométriques mesurés dans les forages présents dans le méandre ainsi que le niveau d'eau dans la Sélune au niveau du Pont de Signy. La charge dans la rivière est toujours supérieure aux niveaux piézométriques dans la nappe alluviale. On remarque une diminution progressive des niveaux entre la Sélune et le piézomètre B1, situé à côté du puits à drain qui prélève l'eau de la nappe. Au plus près des pompages (forages B1, B2, B3, B7), les chroniques piézométriques sont fortement contrôlées par les prélèvements journaliers. Toutefois, la tendance à l'échelle du cycle hydrologique est clairement contrôlée par les variations de niveaux dans la Sélune.

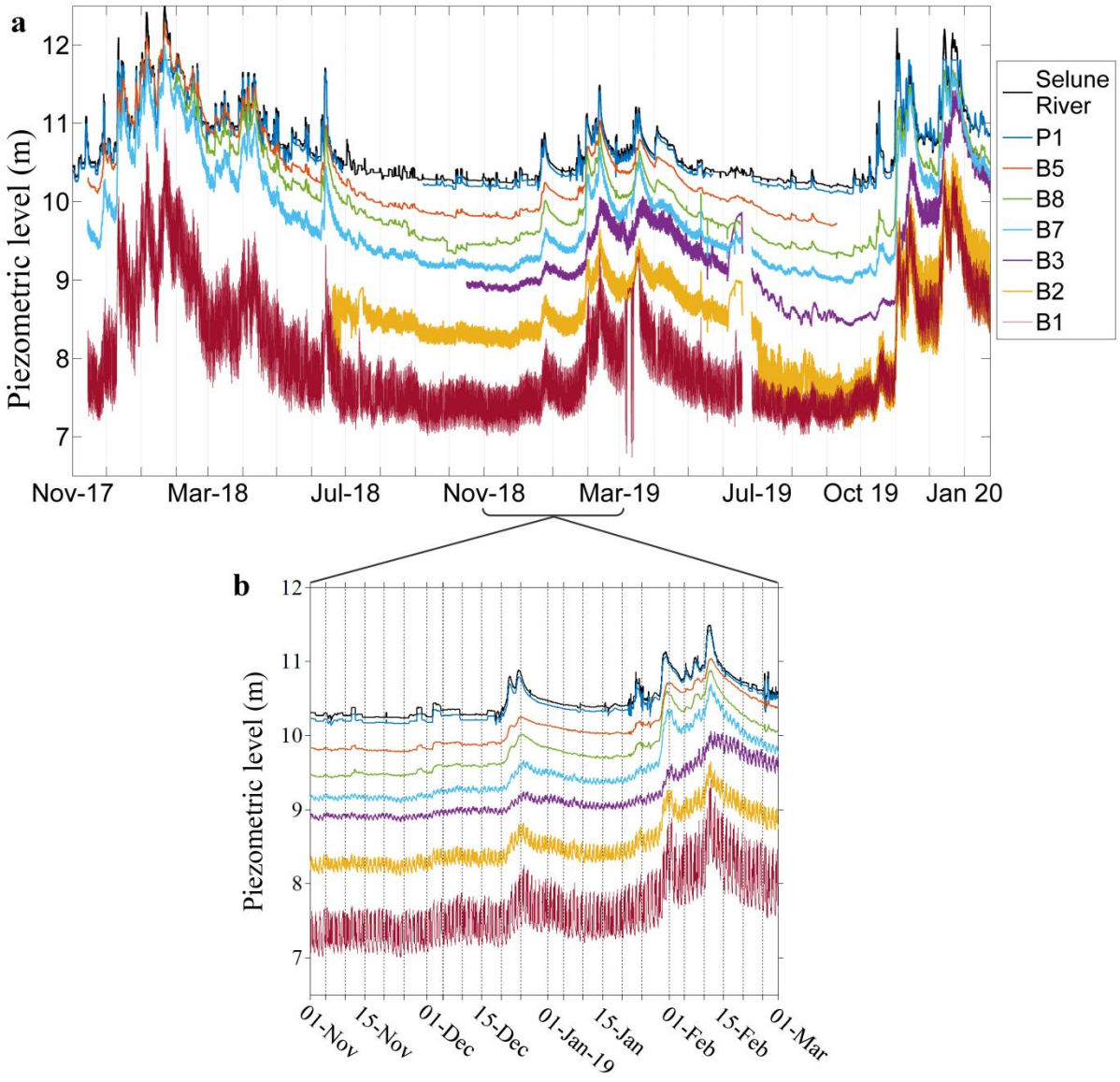


Figure 3-10. Niveau d'eau dans la Sélune et niveaux piézométriques mesurés dans les piézomètres et forages du méandre

La rivière contrôle donc le niveau piézométrique dans le méandre avec des variations basses fréquences, alors que les pompages génèrent des variations hautes fréquences d'une période de quelques heures. Ces données tendent à montrer que l'eau de la Sélune s'infiltre dans le méandre, et ce quelle que soit la période de l'année. En effet, même pendant les périodes d'étiage, la charge dans la Sélune reste supérieure au niveau dans la nappe, ce qui suppose que la nappe alluviale ne contribue pas au niveau de la Sélune (au niveau de Signy tout du moins). La différence de charge entre le cours d'eau et les piézomètres a été calculée et est présentée en Annexe 2.

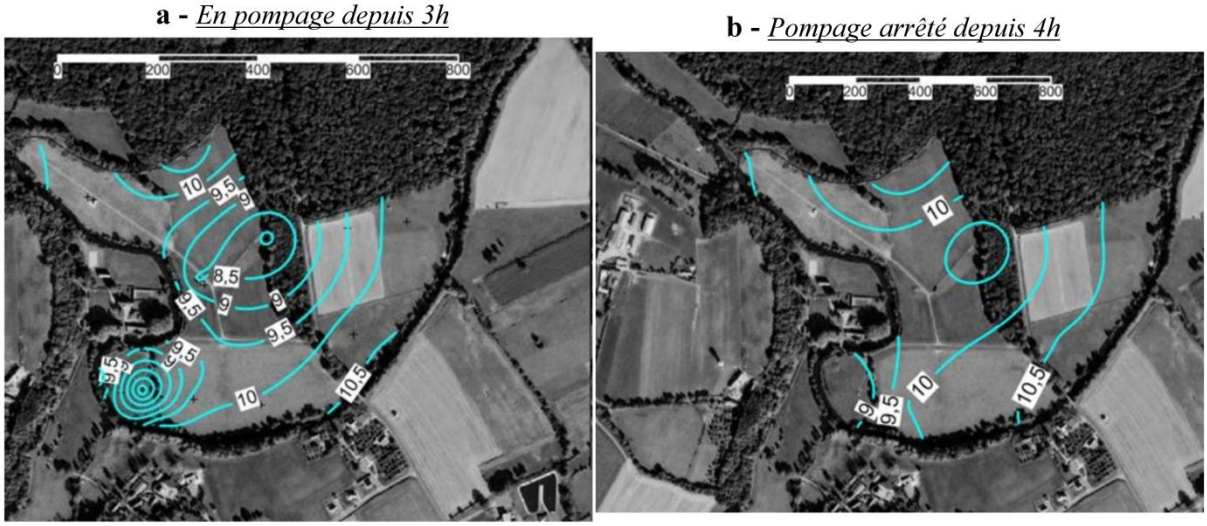


Figure 3-11. Cartes piézométriques du méandre établies à partir des données collectées a. en pompage le 30 mai 2018; b. en période de remontée de nappe le 18 juin 2018 [Modifié depuis Robustelli et al. (2018)]

La Figure 3-11a présente une carte piézométrique du méandre établie en période de pompage, permettant de mettre en évidence le rabattement induit par les prélèvements dans le forage FB9 et dans le puits à drain. Sous l'effet des pompages, la Sélune vient alimenter la nappe alluviale de part et d'autre du méandre. La zone est également alimentée par des apports souterrains depuis le nord (bois d'Ardennes). Alors que le gradient hydraulique dans le cours d'eau est de 0.1%, les pompages imposent un gradient hydraulique de l'ordre de 1% (Robustelli et al., 2018). La Figure 3-11b quant à elle présente une carte des niveaux piézométriques établie en période de remontée de nappe, 4 h après l'arrêt des prélèvements. Il apparaît clairement que l'eau de la Sélune s'infiltre à l'est et traverse le méandre vers l'ouest. Même si l'effet du pompage en FB9 se fait encore ressentir, l'arrêt de celui-ci a entraîné l'arrêt de l'infiltration de la Sélune à l'est et un changement du sens des écoulements. L'alimentation de la nappe par le nord est légèrement réorientée vers le nord-est laissant suggérer que, sans pompage, la nappe alluviale viendrait directement alimenter le fleuve sans

converger vers le centre du méandre. Lors de la remontée, le gradient hydraulique observé dans la nappe est de l'ordre de 0.5% (Robustelli et al., 2018).

2.2.4. Écoulements dans le méandre

Les différentes investigations ont donc permis de comprendre la dynamique des écoulements à l'échelle du méandre de Signy. Le niveau de la Sélune est toujours supérieur aux niveaux piézométriques dans le méandre, et ce peu importe la période de l'année hydrologique. Sous l'effet de cette différence de charge, les eaux de la Sélune s'infiltrent à l'ouest du méandre et le traversent avant de rejoindre à nouveau le fleuve à l'est du méandre. Les prélèvements d'eau induisent un fort rabattement de la nappe dans tout le méandre, ce qui intensifie l'infiltration d'eau du fleuve à l'ouest et inverse les écoulements à l'est, où le fleuve est alors sollicité pour alimenter la nappe et supporter les prélèvements. Toutefois, il semble que l'intervalle de temps entre deux périodes de pompage consécutives ne soit pas suffisant pour permettre la remontée complète de la nappe et observer les écoulements « naturels » dans la nappe. Dans un système naturel, sans pompage, Robustelli et al. (2018) ont estimé à 10 mois le temps de transfert de l'eau de part et d'autre du méandre pour un flux de l'ordre de $2x10^{-5}$ m/s. En pompage, ce temps est estimé à 20 jours et le flux associé à $1.8x10^{-4}$ m/s.

Les coupes techniques et lithologiques des forages d'exploitation FB2 et FB9 montrent que le forage FB2 est crépiné à la fois au niveau des alluvions (de 4 à 9 m de profondeur) et au niveau des schistes fracturés du socle (de 12 à 34 m de profondeur). Le forage FB9 quant à lui n'est pas crépiné dans les alluvions mais uniquement dans des schistes plus ou moins fracturés (entre 10 et 33 m puis entre 17 et 49 m de profondeur). Toutefois, l'interprétation des essais de pompage a permis d'identifier des comportements de rabattement typiques d'un aquifère drainant. En parallèle, les analyses chimiques ont révélé que l'eau présente dans l'aquifère du socle fracturé était un mélange d'eau de rivière et d'eau souterraine. Ces deux points permettent d'émettre l'hypothèse que les prélèvements dans le socle induisent un drainage de l'aquifère alluvial vers l'aquifère du socle (Robustelli et al., 2018). Le fleuve alimenterait la nappe alluviale, qui elle-même alimenterait l'aquifère profond de socle pompé. Cela pose des questions de vulnérabilité de la ressource d'un point du vue qualitatif mais également quantitatif. Les ressources en eau souterraine ne représentent que 23% des prélèvements mais ce pourcentage est en réalité plus bas si on considère ici que c'est une fois de plus les eaux de surface qui contribuent à l'alimentation en eau potable.

3. Vers une caractérisation plus locale des interactions

Le bassin versant de la Sélune s'inscrit donc dans un contexte hydrogéologique particulier puisque la géologie de socle n'a pas ou peu permis le développement d'écoulements à l'échelle régionale. Seuls des aquifères et écoulements locaux, formés à la faveur de structures géologiques et morphologiques particulières, ont été répertoriés. C'est le cas notamment au niveau du Méandre de Signy, où la morphologie à grande échelle a été propice au dépôt d'alluvions du Quaternaire et au développement d'un aquifère superficiel dans la plaine alluviale du fleuve.

Les écoulements au niveau du site de Signy sont contraints par des conditions et des limites fortes. Tout d'abord, l'hydrogéomorphologie du site apparaît comme l'un des moteurs des écoulements dans le méandre. Du fait de la morphologie en méandre et de la pente globale, l'eau de la Sélune s'infiltre à l'est du méandre et le traverse de part et d'autre. Ceci est tout à fait cohérent puisqu'une morphologie en méandre est généralement propice à une telle dynamique (Boano et al., 2006, 2010; Cardenas et al., 2004; Cardenas, 2009; Gerecht et al., 2011; Gomez-Velez et al., 2017; Revelli et al., 2008). Ensuite, l'infiltration d'eau vers la nappe est accentuée par les prélèvements d'eau dans la nappe qui intensifient l'infiltration à l'est du méandre et entraîne un changement de direction des flux à l'ouest de celui-ci, où le fleuve vient recharger la nappe alluviale sous l'effet des pompages.

Dès lors que les écoulements ont être décrits à l'échelle du méandre, il serait intéressant de se tourner vers une échelle plus locale et de caractériser les échanges à l'échelle d'un tronçon du méandre. En effet, le lit du cours d'eau se caractérise également par une certaine variabilité (géo)morphologique, avec notamment des successions de radiers et de mouilles, des barres de dépôts de sable dans le coude du méandre et des sédiments dont la nature peut varier spatialement, ce qui devrait contrôler, ou tout du moins influencer, les écoulements hyporhéiques (Cardenas & Wilson, 2007b; Frei et al., 2010; Harvey & Bencala, 1993; Stonedahl et al., 2010; Tonina & Buffington, 2011). Ainsi, il s'agirait de savoir si les variabilités locales de morphologie ou de conductivité hydraulique influencent les écoulements malgré les fortes contraintes aux limites. Cela revient à se poser la question de la variabilité spatiale des écoulements : sous l'effet de la morphologie et des prélèvements dans la nappe, les écoulements pourraient s'avérer homogènes à l'échelle d'un tronçon de méandre car dominés par des processus à plus grande échelle. Toutefois, la morphologie du lit de la rivière pourrait également contraindre les échanges et induire une certaine variabilité des

écoulements à l'échelle de ce tronçon. La question de l'hétérogénéité des écoulements apparaît comme essentielle ici au vu de la vulnérabilité de la ressource.

Enfin, le site est soumis à une dynamique temporelle particulière. Malgré des périodes de hautes eaux et de basses eaux bien marquées, le fleuve semble alimenter l'aquifère alluvial, et ce quelle que soit la période de l'année. Toutefois, ces infiltrations sont également sujettes à de fortes contraintes temporelles aux limites. En effet, le niveau de la Sélune connaît des variations brusques et fortes dépendant des barrages en amont. Ces changements doivent induire des changements soudains de gradient hydraulique, ce qui pourrait potentiellement influencer les écoulements. De surcroît, les prélèvements dans la nappe alluviale (deux périodes de pompage pour une durée totale de 15 h par jour) semblent intensifier également les vitesses de transfert dans la nappe alluviale. Cependant, l'intervalle de temps entre deux périodes de pompage ne permettant pas la remontée complète de la nappe, on peut se demander comment cette dynamique influence les écoulements au niveau de la rivière où l'état stationnaire n'est finalement jamais atteint.

4. Caractérisation des échanges nappe/rivière à l'échelle d'un tronçon du méandre

Dans ce contexte, la méthode active DTS devrait permettre de quantifier de manière distribuée les flux à l'échelle d'un tronçon du fleuve. Pour cela, nous nous sommes concentrés sur la caractérisation des écoulements dans un tronçon situé au sud du méandre comme le montre la Figure 3-6. L'emplacement a été notamment choisi pour une question de praticité. Le champ appartient au Syndicat Mixte AEP Baie Bocage, ce qui rend plus facile la réalisation des expériences. De plus, ce tronçon de rivière est facilement accessible (y compris en voiture) ce qui permet de travailler au plus près de la berge et facilite l'installation des câbles de fibre optique.

Cette dernière partie de chapitre présentera le tronçon de rivière au niveau duquel nous avons particulièrement travaillé et les équipements et méthodes mis en place en parallèle de la fibre optique pour caractériser les échanges avec la nappe alluviale. Les méthodes conventionnelles utilisées en complément devront permettre de comparer les résultats de fibre optique et de discuter les avantages et les inconvénients de la méthode DTS. L'installation de la fibre optique et les expériences associées seront détaillées dans le prochain chapitre.

4.1. Matériel et Méthodes

4.1.1. Description du tronçon de rivière étudié

Les travaux se sont donc concentrés au sud du méandre, juste en aval du Pont de Signy. La largeur de la Sélune à cet endroit est d'environ 20 m ± 3 m en fonction de la forme des berges. La caractérisation précise du fond du lit de la rivière est assez difficile car il existe de fortes variabilités longitudinales et latérales. La Figure 3-12 synthétise schématiquement les grandes structures géomorphologiques remarquables dans le tronçon étudié. Il est en fait composé de deux structures mouille/radier consécutives où les sédiments sont un mélange de sables et de graviers relativement grossiers. Localement, on retrouve de gros cailloux (20-30 cm de diamètre). Le premier radier présente de larges blocs, vestiges d'un ancien passage à gué. Toutefois, cette description ne tient pas forcément en compte les variations latérales. En effet, les zones de frayères, à l'origine des radiers, sont beaucoup moins larges que le cours d'eau, conduisant à une forte variabilité latérale des hauteurs d'eau. Dans la partie la plus avale de la zone d'étude, une large barre de sable fin relativement homogène est présente sur la rive droite du fleuve. On se trouve ici dans le coude intérieur du méandre et donc dans une forte zone de dépôts.

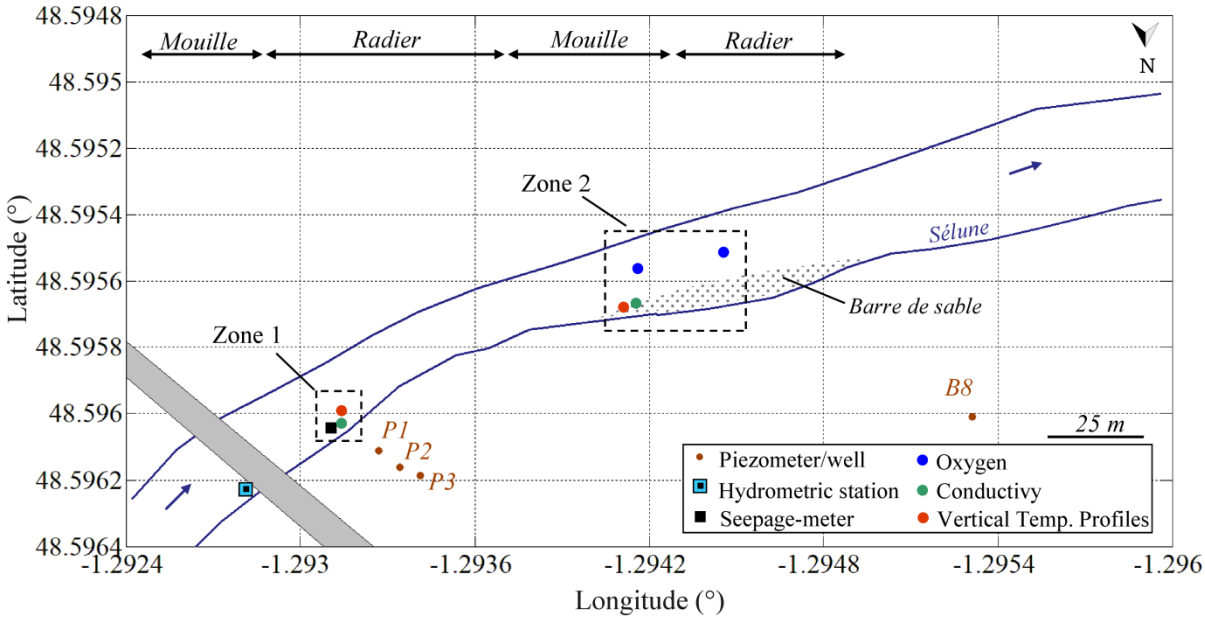


Figure 3-12. Description et instrumentation du tronçon de rivière étudié.

En complément des mesures par fibre optique, différents capteurs ont été installés dans le lit de la rivière. En fonction des sources d'énergie disponibles (deux panneaux solaires ont été installés en bord de berge), l'instrumentation s'est concentrée dans deux zones. Des profils

verticaux de température y ont été installés ainsi que des sondes mesurant la conductivité (installées entre 40 et 60 cm de profondeur dans le lit de la rivière). Quatre capteurs mesurant l'oxygène dissous ont été également installés dans la zone 2 (2 capteurs en amont d'une frayère (radier) et 2 capteurs sur le radier). Les données de conductivité et d'oxygène, qui pourront faire l'objet d'études complémentaires par la suite, sont présentées en Annexe 3.

4.1.2. Méthodes de caractérisation des écoulements

La Figure 3-13 résume les différentes méthodes appliquées pour caractériser les écoulements dans la zone étudiée.

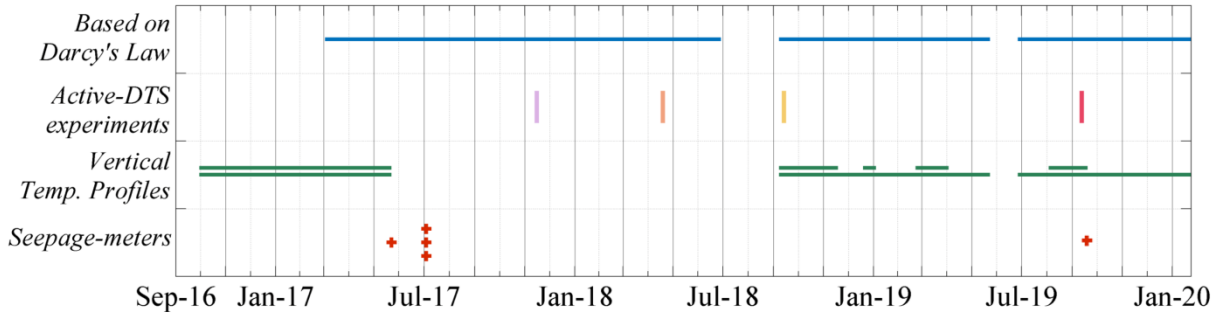


Figure 3-13. Récapitulatif des différentes méthodes utilisées pour caractériser les écoulements au niveau du tronçon étudié

En plus des mesures actives par fibre optique, les écoulements peuvent être estimés en se basant sur la loi de Darcy. La méthode repose sur le calcul du gradient entre la rivière et la nappe alluviale. La vitesse de Darcy peut être directement déterminée en multipliant le gradient hydraulique par la valeur de conductivité hydraulique (Marsily, 1976). Les données piézométriques des différents forages du méandre pourraient être utilisées mais on se concentrera ici sur les variations piézométriques enregistrées dans les piézomètres du transect P. Cela assure une estimation à l'échelle locale au plus proche de la berge et permet d'émettre l'hypothèse que les infiltrations se font perpendiculairement depuis cette berge.

Ensuite, plusieurs profils verticaux de température ont été installés afin de suivre en continu la propagation des variations de température journalières du cours d'eau en profondeur et ainsi estimer les flux verticaux. Le tableau 3-1 présente les différents profils installés avec leur emplacement, les dates d'acquisition et les profondeurs des différents capteurs. Les capteurs ont été installés manuellement avec une barre d'enfoncement. Les hauteurs d'eau importantes dans la Sélune et l'impossibilité de vérifier que le capteur reste en place lors du retrait de la barre d'enfoncement impliquent que l'incertitude sur les profondeurs

d'enfouissement est relativement élevée et peut certainement atteindre entre 5 et 10 cm, même si cela est assez dur à évaluer.

Table 3-1. Précision sur les profils verticaux de température installés sur le site d'étude. Pour faciliter la compréhension, les profils verticaux seront cités dans le texte comme indiqué en ligne 2 de ce tableau.

Du 30 septembre 2016 au 22 mai 2017		Depuis le 07 septembre 2018	
PVT 1	PVT 2	PVT 3	PVT 4
Zone 1 – près de la berge	Zone 1 – zone de frayère	Zone 1 – près de la berge	Zone 2 – radier
13 cm 32,5 cm 43 cm 54 cm	20 cm 30 cm 40 cm 50 cm	37 cm 48 cm 81 cm	42 cm 50 cm 68 cm

L'interprétation des données avec la méthode proposée par Hatch et al. (2006) n'a pas donné de résultats probants à cause notamment de la difficulté de clairement définir et isoler les amplitudes journalières de température. Ainsi, une nouvelle fois, le modèle numérique proposé par Munz & Schmidt (2017) a été utilisé en sélectionnant dans chaque cas les données du capteur le moins profond et celles du capteur le plus profond comme conditions aux limites.

Enfin, des mesures de flux par seepage-meters (Rosenberry et al., 2020) ont été réalisées lors de visites ponctuelles sur le site ou lors des mesures actives DTS. Toutefois, quelques difficultés techniques (installation difficile, maintien dans la rivière…) ont conduit à un certain nombre d'échecs, d'où des résultats disponibles seulement en juin et juillet 2017 et en septembre 2019.

4.2. Résultats et discussion

4.2.1. Différence de charges entre la Sélune et le transect P

La Figure 3-14 présente les variations de charge mesurées dans la Sélune entre novembre 2017 et février 2020 ainsi que les variations de niveaux piézométriques mesurées en P1 et P3 pour la même période. Il apparaît clairement que la charge dans la nappe proche de la berge suit strictement les mêmes variations que celles du cours d'eau. Des changements brusques du niveau de la rivière, comme ceux visibles par exemple dans la Figure 3-14b, se retrouvent à

l'identique dans la nappe proche. Comme attendu, la charge décroît de la rivière vers l'intérieur du méandre, confirmant une infiltration d'eau de surface vers la plaine alluviale.

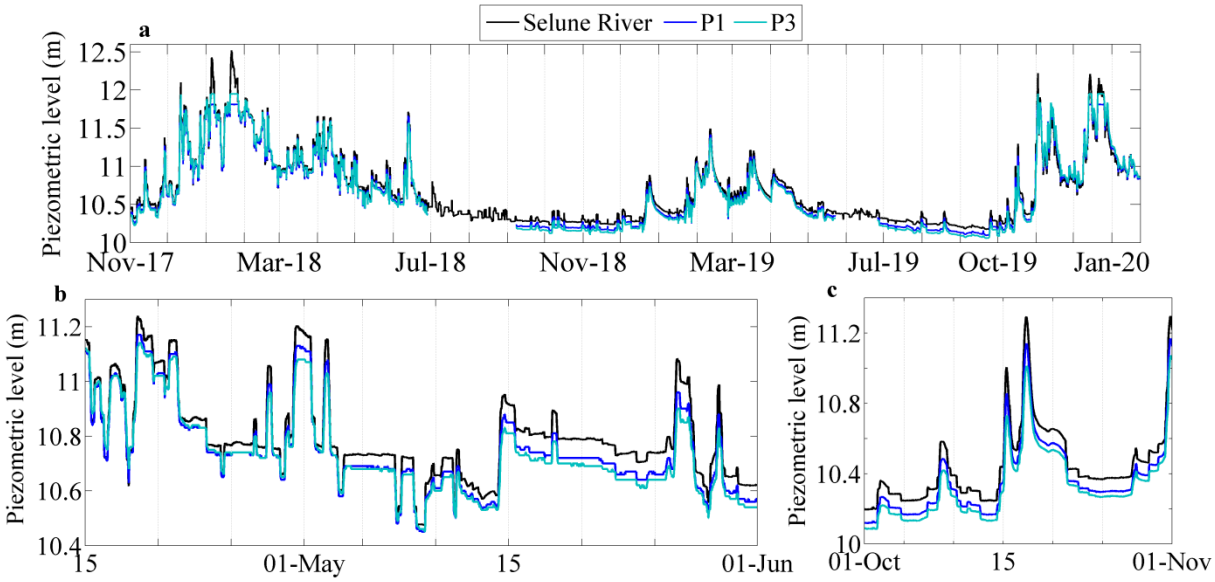


Figure 3-14. a. Evolution de la charge mesurée dans la Sélune et les niveaux piézométriques mesurés dans les piézomètres P1 et P3. Pour mieux mettre en évidence les dynamiques, les Figures b. et c. détaillent les variations observées respectivement entre le 15 avril et 1er juin 2018 puis durant le mois d'octobre 2019.

La différence de charge entre le cours d'eau et le piézomètre P1 a été calculée comme le présente la Figure 3-15. Il apparaît que cette différence est relativement stable au cours des périodes de basses eaux, et un peu au-delà, typiquement entre les mois d'avril et les mois de novembre/décembre (selon l'année). Pendant ces périodes de stabilité, la différence moyenne de charge est de 7 cm et les changements brusques du niveau de la Sélune conduisent généralement à une augmentation ou une diminution légère et très ponctuelle de cette différence. En périodes de hautes eaux, la différence de charges entre les deux compartiments diminue légèrement proportionnellement à l'importance des crues. Ainsi pendant l'hiver 2018, particulièrement humide et durant lequel le niveau de la Sélune était si haut que la plaine alluviale fût inondée (voir Figure 3-14), l'évolution de la différence de charges apparaît très bruitée avec une valeur moyenne à 2.6 cm. Les variations de charge dans la Sélune entraînent les différences de charge négatives ce qui montre que le stockage d'eau supplémentaire dans la nappe est plus compliqué du fait des sols déjà gorgés d'eau. L'hiver 2019, quant à lui moins humide, enregistre une légère diminution de la différence de charges entre les deux compartiments (de 3 à 5 cm) même si le signal apparaît plus bruité qu'en périodes plus sèches.

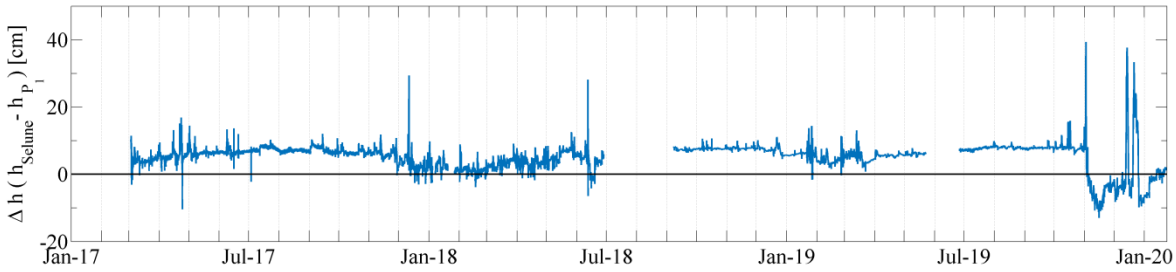


Figure 3-15. Différence entre la charge mesurée dans la Sélune et les niveaux piézométriques mesurés en P1 entre mars 2017 et février 2020.

Dans tous les cas, une variation brusque dans la Sélune s'accompagne généralement d'un temps de remise à l'équilibre avec la nappe pendant lequel la différence de charge varie proportionnellement à la variation de hauteur. Pour estimer ce temps de retard, la dérivée de la charge du cours d'eau et celle du piézomètre P1 ont été calculées en fonction du temps comme le montre la Figure 3-16. Même si les chroniques des charges en fonction du temps présentent dans la Sélune et dans le piézomètre une forme de créneaux, il apparaît que les changements ne sont pas aussi brusques qu'il y paraît, en s'étalant dans cette exemple sur près de 3 h. Toutefois, il apparaît clairement que les deux compartiments enregistrent une évolution similaire bien que les variations de charge soient légèrement retardées dans le piézomètre par rapport à la Sélune (environ 30 min). Des comportements similaires ont été observés durant les périodes de hautes eaux. A priori, le retard observé entre la Sélune et le piézomètre semble toujours le même indépendamment de la période considérée. Cela sous-entendrait que, malgré des gradients hydrauliques qui semblent varier au cours du temps en fonction des conditions hydrologiques, le flux d'eau resterait stable au cours du temps. Enfin, en s'intéressant aux données collectées dans le piézomètre P3, il s'avère que les variations de charges s'observent avec 20 min de retard dans ce piézomètre comparé au piézomètre P1, ce qui est faible puisque la distance entre deux piézomètres est de 8 m. Notons également que les prélèvements dans la nappe ne semblent en aucun cas contrôler les niveaux dans le piézomètre et ne semblent pas non plus accélérer les infiltrations, à cette échelle d'observation tout du moins.

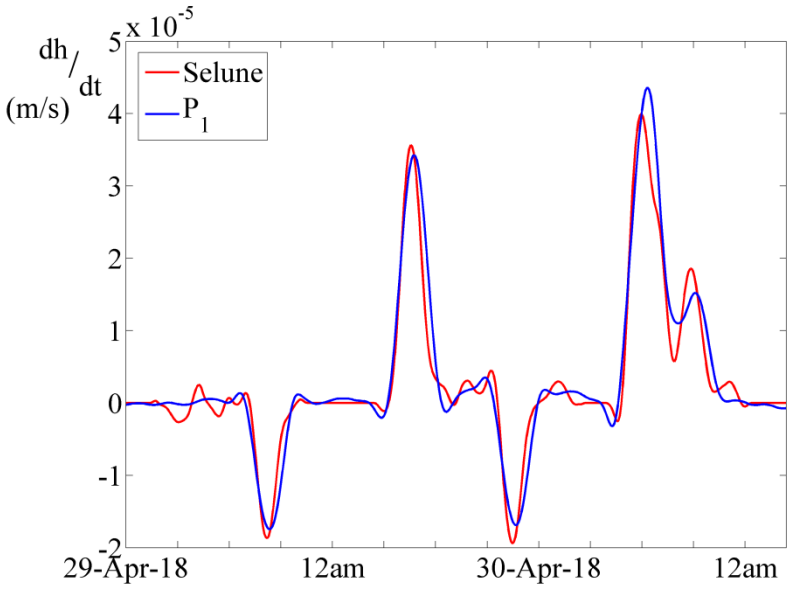


Figure 3-16. Les variations de hauteur d'eau dans la Sélune induisent des variations ponctuelles de charge dans le cours d'eau et dans le piézomètre P1 qui peuvent être mises en évidence en calculant la dérivée des charges mesurées au cours du temps.

4.2.2. Méthode basée sur la loi de Darcy

Avec cette approche, il serait possible en théorie de calculer le flux entre le fleuve et le piézomètre P1 par exemple. Toutefois, la gamme des conductivités hydrauliques estimées à l'échelle du méandre (Robustelli et al., 2018) ou à partir de slug tests réalisés en P1, P2 et P3, est large et comprise entre $3x10^{-5}$ et $5x10^{-4}$ m/s, conduisant à des estimations sur les flux présentant une forte incertitude. À cela s'ajoute la difficulté de choisir la distance la plus appropriée entre la Sélune et le piézomètre sachant que le cours d'eau est large d'environ 20 m au niveau du transect P.

En considérant une distance Δm de 1m (c'est-à-dire la distance avec la berge) et une perméabilité moyenne de $2.6x10^{-4}$ m /s, les flux moyens sont estimés à $1x10^{-5}$ m/s avec des variations comprises entre $2x10^{-6}$ m/s en périodes de hautes eaux et $2.2x10^{-5}$ pour des périodes plus sèches. Toutefois, la valeur de la conductivité augmente fortement les incertitudes et en considérant qu'elle peut être comprise entre $3x10^{-5}$ et $5x10^{-4}$ m/s, les flux estimés en périodes « sèches » sont alors compris entre $5x10^{-6}$ et $5x10^{-5}$ m/s.

4.2.3. Profils verticaux de température

4.2.3.1. Mesures de température à différentes profondeurs

La Figure 3-17 montre les variations de température enregistrées par le PVT 1 à différentes profondeurs dans les sédiments de la rivière. Les chroniques reflètent bien les variations saisonnières de température du cours d'eau avec le minimum de température au mois de février 2018. Les données à différentes profondeurs sont également cohérentes comme le montrent les Figures 3-17b et 3-17c. Les amplitudes journalières diminuent avec la profondeur et le pic de ces amplitudes est décalé dans le temps également en accord avec la profondeur des capteurs. Ainsi, les amplitudes journalières sont encore particulièrement bien marquées à 13 et 24,5 cm de profondeur alors que les variations enregistrées à 41 et 54 cm apparaissent beaucoup plus lissées et suivent principalement les grandes variations saisonnières de température. Des chroniques similaires ont été enregistrées au niveau du PVT 2. Les résultats associés sont présentés en Annexe 4.

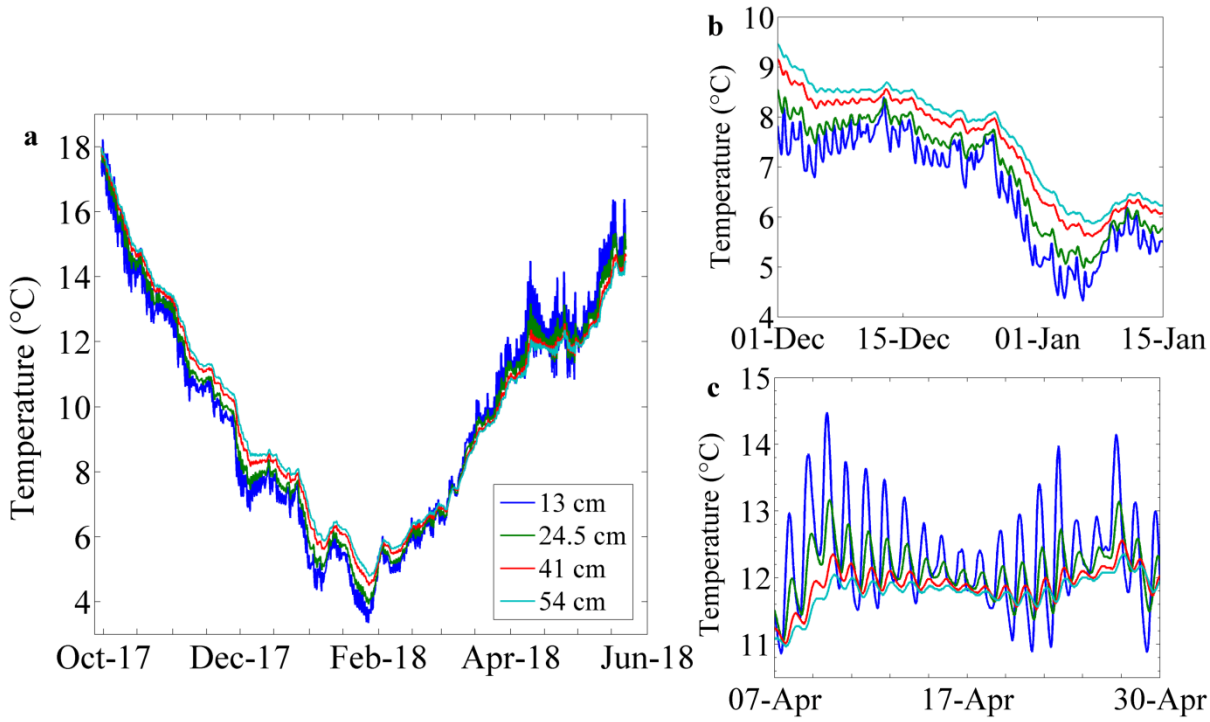


Figure 3-17. a. Variations de températures enregistrées à différentes profondeurs pour le PVT 1 (voir Table 3-1). Les Figures b. et c. montrent plus précisément les différences d'amplitude et les décalages en temps observés entre les différentes sondes en se focalisant sur des périodes de temps plus courtes.

Concernant les profils PVT 3 et PVT 4, installés depuis septembre 2018, les résultats sont quelque peu différents (les résultats du PVT 4 sont présentés en Annexe 4). Comme le montre la Figure 3-18 avec l'exemple du profil PVT 3, les capteurs ayant été installés à des

profondeurs plus importantes que précédemment, les variations journalières de température de la rivière apparaissent lissées. Seules les grandes tendances saisonnières apparaissent clairement dans les chroniques de température, à l'image des mesures faites en PVT 1 et PVT 2 pour les deux capteurs installés les plus en profondeur.

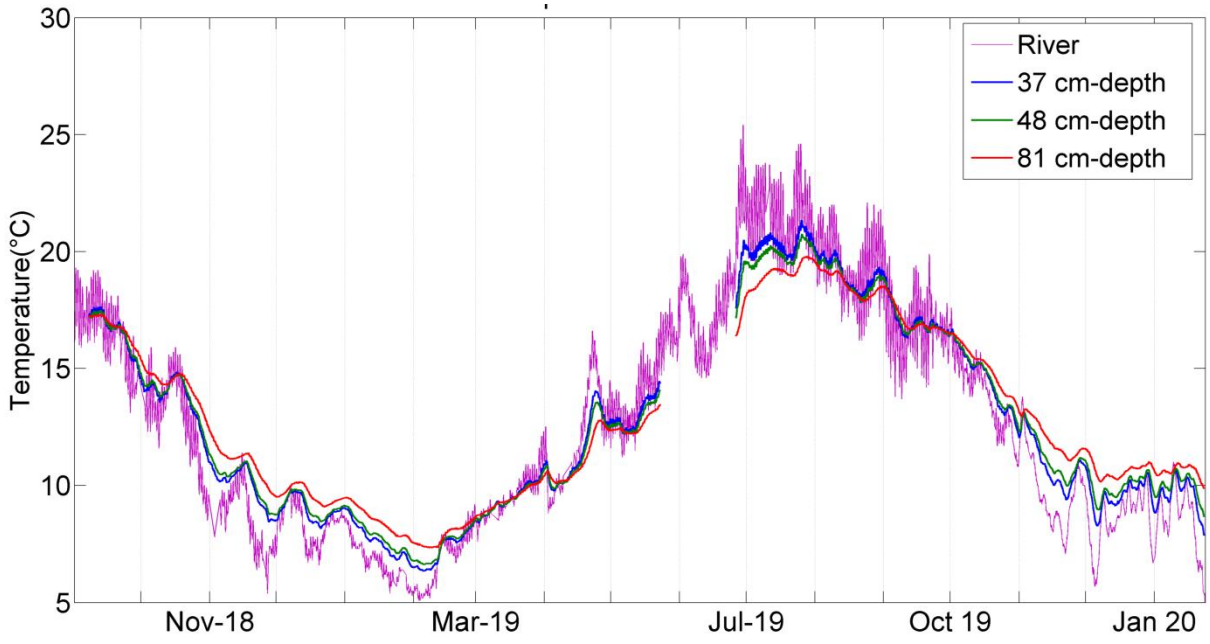


Figure 3-18. Variations de températures enregistrées à différentes profondeurs pour le PVT 3 (voir Table 3-1).

4.2.3.2. Interprétation des données de profils verticaux de température

Le modèle numérique de Munz & Schmidt (2017) a donc été utilisé pour interpréter les données des profils verticaux de température. Comme pour l'application sur Kerrien, une forte incertitude existe du fait de l'imprécision concernant la valeur de conductivité thermique. La Figure 3-19 montre l'estimation des flux basée sur l'interprétation des données collectées au niveau du profil PVT 1 ayant conduit à estimer les flux au cours du temps. Les chroniques enregistrées à 13 et 54 cm de profondeur ont été utilisées comme conditions limites afin de reproduire les chroniques de température collectées à 24,5 et 41 cm et déduire la valeur de flux. Sur la période considérée, la gamme des flux estimés est large et s'étale en moyenne entre $9x10^{-6}$ et $5x10^{-5}$ m/s. Conformément à la différence de charge observée entre la Sélune et la nappe, le modèle prédit des flux verticaux descendants. Des résultats similaires ont été obtenus pour le profil PVT 2.

Les critères de qualité entre les données de terrain et les données modélisées ont été évalués pour λ=2,5 W/m/K à R^2=0,97 ; NSE = 0,99 ; RMSE = 0,09 °C pour le capteur à 24,5 cm et à R^2=0,96 ; NSE = 0,99 ; RMSE = 0,17 °C pour le capteur à 41 cm. Les données

modélisées comparées aux mesures de terrain sont présentées en Annexe 5. Il semble que les résultats soient cohérents dans l'ensemble mais les valeurs des RMSEs sont tout de même assez hautes, ce qui connote malgré tout une incertitude assez forte sur l'estimation de flux. À cela s'ajoute également l'incertitude sur les profondeurs d'enfouissement. En effet, l'enfouissement de capteurs dans le lit de la rivière est assez difficile sur le site en raison notamment des galets, cailloux et blocs qui le composent. Cela contraint à installer indépendamment les différents capteurs et l'incertitude associée est assez grande (± 5cm). L'installation d'une tige ou structure sur laquelle les capteurs de température auraient été fixés n'a pas été possible à cause de la nature du terrain bien que cela aurait considérablement réduit cette source d'incertitudes.

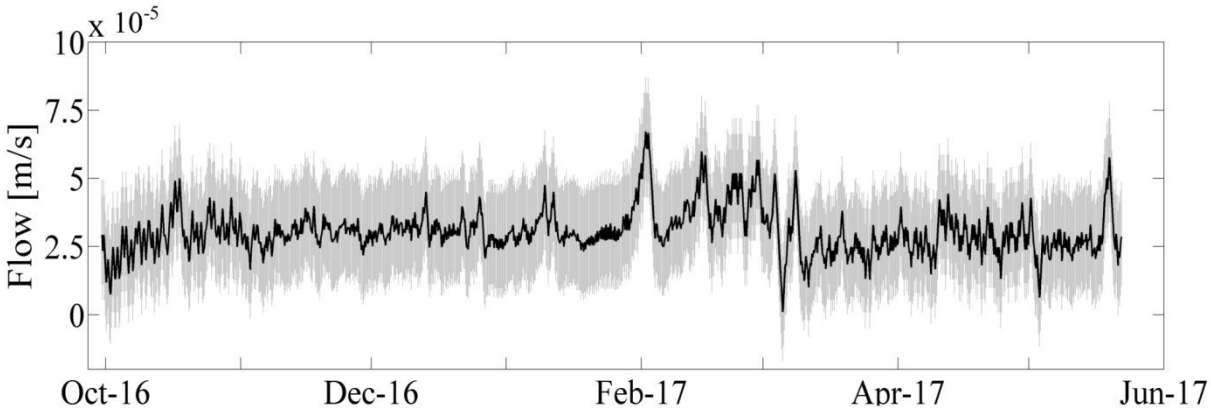


Figure 3-19. Estimation des flux à partir des données de température collectées avec le profil PVT 1. La courbe noire présente l'estimation pour λ=2.5 W/m/K et la zone grise représente la gamme de flux estimés pour des valeurs de λ allant de 1 à 4 W/m/K (les valeurs de flux estimées les plus fortes étant associées à λ= 4/m/K). Une valeur positive de flux implique un flux vertical descendant.

L'interprétation des données des profils PVT 3 et PVT 4 n'a pas abouti à des résultats concluants. Les flux estimés présentent une forte instabilité avec une alternance de flux ascendants et descendants, qui ne présente aucune cohérence avec les variations de charge observées sur cette même période. Les erreurs entre les données de terrain et les données modélisées sont importantes et pouvant atteindre 1°C. Pour expliquer ce résultat, on pourrait penser que les capteurs ont été installés trop en profondeur. En effet, comme on a pu le voir en Figure 3-18, les trois capteurs enregistrent des variations de température relativement lissées dans le temps. La condition limite haute n'enregistre donc pas les variations journalières de température, ce qui pourrait impacter l'estimation de flux. À cela s'ajoute le fait qu'il n'y ait que 3 capteurs et que les profondeurs d'enfouissement soient également assez incertaines. Des analyses supplémentaires pourraient être conduites par la suite pour essayer d'interpréter les données en faisant par exemple varier les profondeurs d'enfouissement.

4.2.4. Seepage-meters

Le Tableau 3-2 présente les résultats des mesures de seepage-meter ainsi que les flux estimés associés à chaque mesure. À chaque fois, le seepage-meter a été installé au plus près de la berge, où la hauteur d'eau était faible, ce qui facilitait l'installation du matériel. Les résultats présentent des flux très faibles de l'ordre de 10^{-8} m/s.

Table 3-2. Estimation des flux à partir des mesures de seepage-meter

Date	Emplacement	Différence de volume (mL) [Fin-Début]	Durée de la mesure	Flux estimé (m/s) $d_{seepage}$ ~ 80 cm
22/05/2017	Zone 1 – Près de la berge (rive doite)	-320	2h55	6.06×10^{-8}
03/07/2017	Milieu	-360	3h06	6.42×10^{-8}
	Zone 1 – Près de la berge (rive doite)	-330	2h03	8.9×10^{-8}
	Milieu	-645	1h48	2×10^{-7}
16/09/2019	Zone 1 – Près de la berge (rive doite)	-440	05h58	4.07×10^{-8}

Il apparaît difficile d'estimer la cohérence de ces résultats. En effet, les flux estimés paraissent relativement faibles comparées aux estimations des autres mesures, d'autant plus qu'elles ont été réalisées en période de faibles eaux, donc au moment où la différence de charge entre la Sélune et la nappe est la plus importante (voir Figure 3-15). Si elles sont validées, cela implique que les flux, dans cette zone tout du moins, sont effectivement faibles. Ainsi, en prenant l'exemple du 22 mai 2017, date à laquelle la différence de charge entre la Sélune et P1 était de 8 cm, la conductivité du milieu serait égale à environ 1.8×10^{-7} m/s. Ce résultat semble confirmer l'incohérence des mesures de seepage-meters.

On peut éventuellement penser à un problème lié aux mesures elles-mêmes, même si cela sous-entend que l'erreur est répétée à chaque mesure, les flux estimés étant du même ordre de grandeur pour chaque mesure. Comme le décrivent Rosenberry et al., (2020), de nombreux détails techniques sur la conception du dispositif (comme la nature du sac, la position de la connexion entre le sac et le socle…) ou sur l'installation du dispositif (profondeur d'enfouissement, perturbation du milieu…) peuvent affecter la valeur de flux estimée.

4.2.5. Discussion générale sur la caractérisation des écoulements à cette échelle

Les résultats détaillés ci-dessus, basés sur l'utilisation de méthodes conventionnelles, reflètent bien la complexité que représente la quantification des flux à l'interface nappe/rivière. Tout d'abord, l'estimation des flux est systématiquement associée à une forte incertitude, souvent liée à l'impossibilité ou la difficulté de mesurer ou d'estimer certains paramètres dans la rivière. Ainsi, l'application des méthodes basées sur la loi de Darcy nécessite l'estimation de la conductivité hydraulique, ce qui demeure difficile sur le terrain et d'autant plus dans les sédiments d'un large cours d'eau. De plus, l'installation de dispositifs ou de capteurs dans le cours d'eau apparaît difficile du fait de la nature des sédiments. Ainsi, une forte imprécision existe quant aux profondeurs d'enfouissement des capteurs, ce qui augmente fortement l'incertitude des flux estimés à partir des profils verticaux de température par exemple.

Finalement, avec ces méthodes conventionnelles, l'estimation des flux reste difficile, les gammes de flux estimés étant généralement larges, tout autant que les incertitudes associées. De surcroît, ces approches restent ponctuelles dans l'espace et ne permettent pas de caractériser la variabilité spatiale des écoulements.

Chapitre 2 – ***Mesures actives DTS : installation, matériel, mesures***

À notre connaissance, la mise en œuvre d'une telle méthode sur un cours d'eau aussi large n'a jamais été réalisée jusqu'à présent. L'installation des câbles de fibre optique mais aussi de tous les équipements additionnels nécessaires à la conduite de ces tests chauffés pose un certain nombre de contraintes et difficultés techniques, surtout lorsque l'instrumentation pérenne d'un site est envisagée.

De ce fait, un volet technique avait été prévu dans le projet de cette thèse. En effet, l'Agence de l'Eau Loire Bretagne qui finance ce projet s'intéressait tout particulièrement à la faisabilité de la méthode dans de larges cours d'eau et avait soulevé la question des contraintes (humaines ou matérielles) et des conditions expérimentales pour mener à bien de telles expériences. Dès lors, l'un des objectifs était de rendre la méthode la plus opérationnelle possible.

Dans ce contexte, ce chapitre a pour objectif de présenter les expériences actives DTS réalisées sur la Sélune en s'intéressant tout particulièrement aux questions techniques sous-jacentes à la réalisation de ces mesures. Il s'agira dans un premier temps de décrire les équipements installés durablement sur le site, à savoir les câbles de fibre optique dans les sédiments de la rivière, dont l'installation a été facilitée par un système de charrue développé à Géosciences Rennes, et les équipements électriques (câble, boîtier, etc.) permettant de chauffer certaines portions de câble de fibre optique. Ensuite, nous nous attacherons à décrire d'un point de vue technique et matériel le déroulement des expériences (équipements nécessaires, acquisition des données DTS et périodes chauffées) avant de présenter les différentes semaines expérimentales et les conditions hydrologiques au moment de chaque d'entre elles.

1. Installation durable des équipements en rivière

1.1. Principe et plan général des installations

La Figure 3-20 présente le principe général des mesures actives DTS conduites dans un tronçon de la Sélune. Au vu de la largeur du cours d'eau, il est intéressant de caractériser les écoulements longitudinaux mais également latéraux. Un seul câble de fibre optique ne permettant pas de caractériser la variabilité latérale des écoulements, il a été décidé de déployer 3 brins parallèles de câble chauffant. La possibilité d'une installation du câble en serpentins a été également envisagée mais semblait trop complexe d'un point de vue technique pour une première installation sur un cours d'eau de cette envergure.

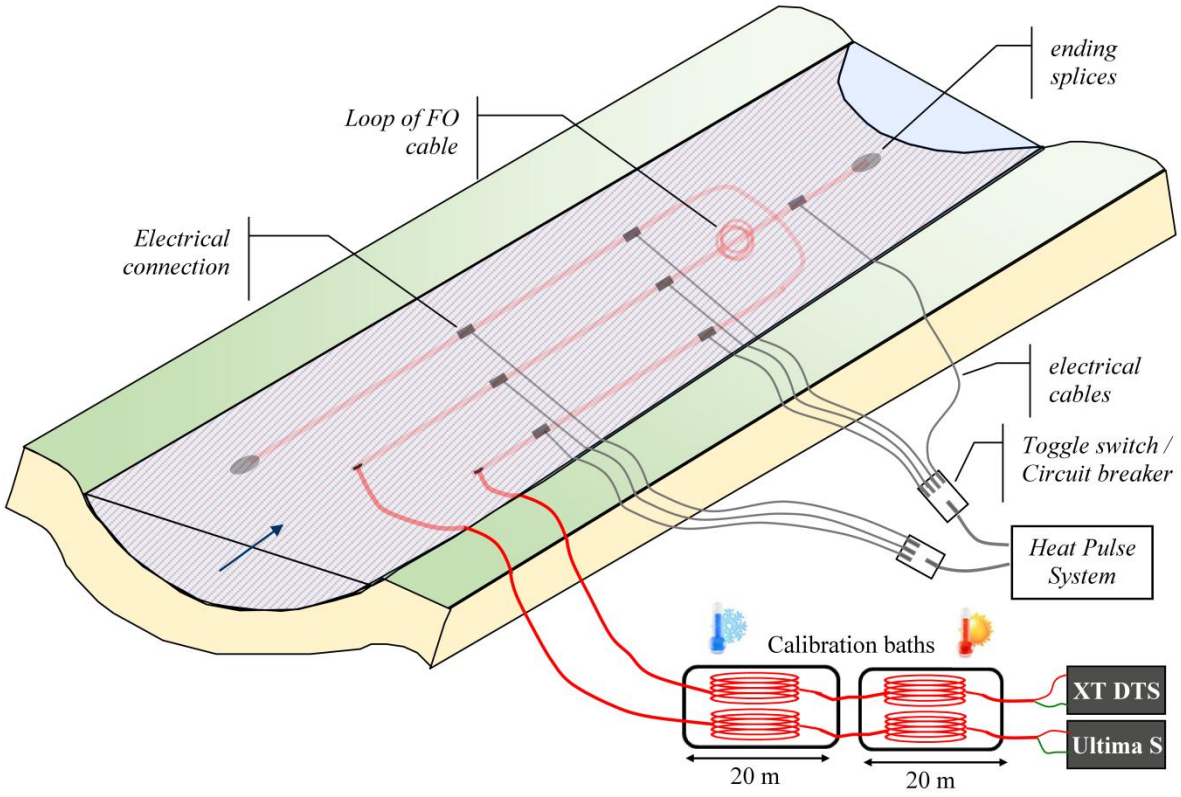


Figure 3-20. Principe général de la méthode et équipements

Pour avoir des mesures en parallèles sur trois brins, l'idée a été d'installer deux câbles de fibre optique : un premier installé en long sur une distance importante (brin central) et un second installé en U permettant de suivre la température simultanément de part et d'autre du premier câble. Comme la longueur maximale des sections pouvant être chauffées est limitée par la source d'électricité disponible et que les mesures devaient pouvoir se faire dans l'idéal

de manière complètement autonome (avec seulement des groupes électrogènes de terrain), plusieurs connexions câble électrique/FO ont été réalisées le long de chaque fibre, permettant d'isoler et de chauffer différentes portions des câbles, de manière indépendante. Dès lors, comme le montre la Figure 3-20, chaque connectique requiert l'installation d'un câble électrique depuis le câble de fibre optique jusqu'à la berge du fleuve afin d'alimenter en électricité la section de câble à chauffer.

1.2. Installation des câbles de fibre optique

1.2.1. Plan d'installation des câbles

L'installation d'un tel équipement requiert une certaine organisation en amont et notamment la préparation des connectiques, celles-ci ne pouvant être réalisées sur le terrain. Notons que le terme de connectique sera employé par la suite pour désigner la connexion entre un câble de FO et un câble électrique. Ainsi, le plan technique détaillé des installations, à partir duquel ont été préparés les équipements, est présenté en Figure 3-21. Les câbles de fibre optique utilisés pour cette expérience sont similaires à ceux utilisés dans le banc expérimental et à Kerrien, à savoir des câbles BruSens contenant 4 brins de fibre optique multimode (50/125-µm).

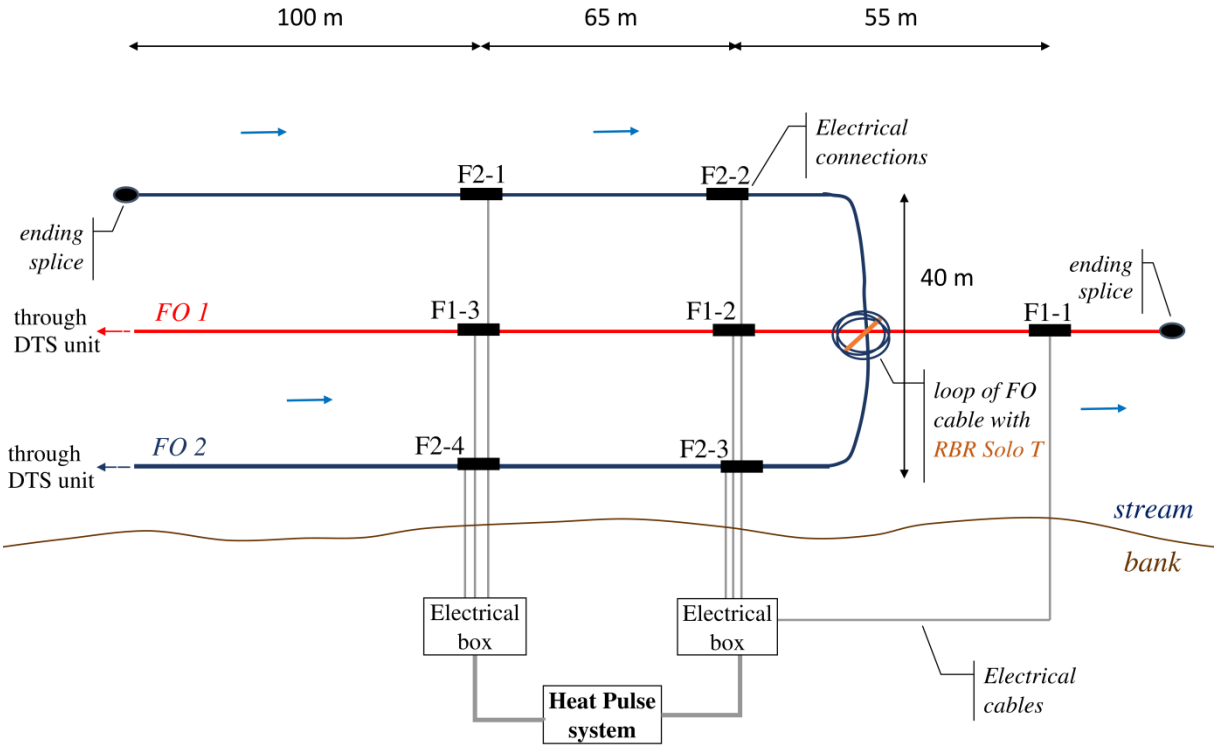


Figure 3-21. Plan d'installation des câbles de fibre optique et des sections chauffantes

× Le câble de fibre optique n°1 (FO1, en rouge sur la Figure), d'une longueur totale de près de 250 m, a été préparé avec trois connectiques. Cette configuration permet d'injecter de l'électricité, et donc de chauffer, dans les sections de câble comprises :

- entre la connectique F1-3 et la connectique F1-2 (section F1-3/ F1-2), pour une longueur de chauffe de 65 m,
- entre la connectique F1-2 et la connectique F1-1 (section F1-2/ F1-1), pour une longueur de chauffe de 55 m,
- mais également la section comprise entre la connectique F1-3 et la connectique F1-1 (section F1-3/ F1-1), pour une longueur totale de chauffe de 120 m. Il faut toutefois garder en tête que la puissance électrique nécessaire pour chauffer le câble dépend directement de la longueur de la section.

× Le câble de fibre optique n°2 (FO2, en bleu sur la Figure), d'une longueur totale de 380 m et installé en U, a été préparé avec quatre connectiques, ce qui permet d'injecter de l'électricité dans les sections de câble comprises :

- entre la connectique F2-2 et la connectique F2-1 (section F2-2 / F2-1), pour une longueur de chauffe de 65 m,
- entre la connectique F2-4 et la connectique F2-3 (section F2-4 / F2-3), pour une longueur de chauffe de 65 m,
- entre la connectique F2-3 et la connectique F2-2 (section F2-3 / F2-2), pour une longueur de chauffe de 40 m. À noter qu'une boucle de câble de fibre optique a été faite à cet endroit.

Une nouvelle fois, cette configuration permet de chauffer directement des portions plus grandes de câble, en fonction de l'alimentation électrique disponible, à savoir les sections F2-1 / F2-3 et F2-2 / F2-4 (de 105 m de long chacune).

La configuration prévue nécessite de fait l'installation de nombreux câbles électriques allant des diverses connectiques jusqu'à la berge, où des boîtiers électriques doivent permettre de contrôler de manière sécurisée quelle section de câble doit être chauffée.

Enfin, l'acquisition des données étant prévue en double-ended configuration (van de Giesen et al., 2012), les fibres optiques à l'extrémité des câbles FO1 et FO2 ont été fusionnées par paire (2 multimodes + 2 multimodes). Cela permet de privilégier, lors de l'acquisition des données, la paire de fibres optiques fusionnées présentant le moins de pertes de signal

lumineux et également de continuer les mesures si l'une des fibres est cassée (au niveau du splice ou le long du câble).

1.2.2. Installation des câbles de fibre optique

1.2.2.1. Technique d'installation

L'expérience de l'installation du câble sur le site de Kerrien avait mis en évidence le besoin de développer un outil permettant de faciliter le déploiement des câbles de fibre optique dans les sédiments d'un cours d'eau. En effet, une installation entièrement manuelle présente plusieurs désavantages parmi lesquels la forte perturbation du milieu et les profondeurs d'enfouissement très variables. À cela s'ajoute le fait que la hauteur d'eau dans la Sélune, même en période de basses eaux, peut atteindre 1 m dans les mouilles, ce qui rend plus que délicat l'enfouissement manuel d'un câble, et que le plan prévoit l'enfouissement de 350 m.

Figure 3-22. Photos montrant l'utilisation de la charrue pour installer les câbles de fibre optique. Le câble est introduit à l'intérieur de l'outil, qui est enfoncé dans les sédiments (vue de côté) puis tracté par un treuil. La progression de la charrue dans les sédiments conduit à l'enfouissement du câble au fur et à mesure en laissant peu de traces du passage (vue de derrière) [crédit photos : Alain Crave].

Ainsi, l'installation s'est faite à l'aide d'une charrue, un outil développé à Géosciences Rennes dans l'optique du déploiement des câbles au Pont de Signy, permettant de faciliter l'enfouissement des câbles dans le lit de la rivière tout en limitant autant que possible la destruction de sa structure. Le plan technique de la charrue est joint en Annexe 6. La Figure 3-22 montre quelques photographiques de l'outil lors de son utilisation dans la Sélune. Son principe est relativement simple : le câble de fibre optique est introduit dans la charrue avant que celle-ci ne soit introduite dans les sédiments de la rivière. La charrue est ensuite tractée par un treuil placé devant l'outil ce qui conduit à son déplacement progressif dans les sédiments et au déploiement du câble de fibre optique en leur sein. Comme le montre la photo prise derrière la charrue, l'installation perturbe peu le milieu avec seulement un faible sillon apparent qu'il suffit de reboucher par la suite.

1.2.2.2. Application sur le terrain

Les opérations d'installation se sont déroulées en septembre 2017. L'utilisation de la charrue a ainsi grandement facilité l'installation des câbles de fibre optique, même si la nature du lit de la rivière a rendu les opérations plus compliquées dans certaines zones. Ainsi, elle a permis d'installer efficacement et à une profondeur relativement constante la fibre optique malgré la nature et la granulométrie variables des sédiments rencontrés (sable, graviers, galets, etc.). Seuls les gros blocs ont du être contournés lorsque cela était possible ; à défaut, le câble est resté posé à la surface des ces blocs.

Des données GPS ont été collectées tout au long du déploiement du câble permettant la localisation du câble dans le cours d'eau et le marquage des sections non enfouies. Concernant la morphologie, nous ne disposons pour le moment d'aucune donnée précise permettant de cartographier la topographie du lit de la rivière. Des données LIDAR ont été acquises sur le site mais le traitement de ces données n'a pas encore effectué. Lors de l'installation du câble, des hauteurs d'eau ont été relevées. Ces données, couplées aux relevés GPS, permettent tout de même de décrire et repérer les grandes structures morphologiques (radiers/mouilles). Ainsi, la Figure 3-23a présente la position des câbles de fibre optique dans le tronçon de rivière. Le terrain situé sur la rive gauche de la Sélune à cet endroit étant une propriété privée, il est apparu plus simple, d'un point de vue administratif, d'installer les équipements uniquement sur la demi-largeur du fleuve, le long de la rive droite, qui appartient au Syndicat Mixte AEP Baie Bocage. De ce fait, la section F2-1 / F2-2 se trouve au milieu du fleuve et la section F2-4 / F2-3 au plus près de la berge. Le plan final est donc relativement

proche du projet initial. Les parties en amont souffrent de quelques irrégularités dans l'enfouissement à cause de la présence de gros blocs (radier). La partie la plus en aval de la FO1 se trouve déployée dans une zone plus sableuse. Les hauteurs d'eau mesurées lors de l'installation (Figure3-23b) permettent de mettre en évidence les grandes structures morphologiques rencontrées le long des câbles et notamment les deux grandes frayères (radiers) traversées qui induisent des structures de type radier/mouille. Précisons ici que l'installation s'est faite au mois de septembre, période de basses eaux où les frayères sont peu sollicitées par les poissons (en dehors des périodes de reproduction).

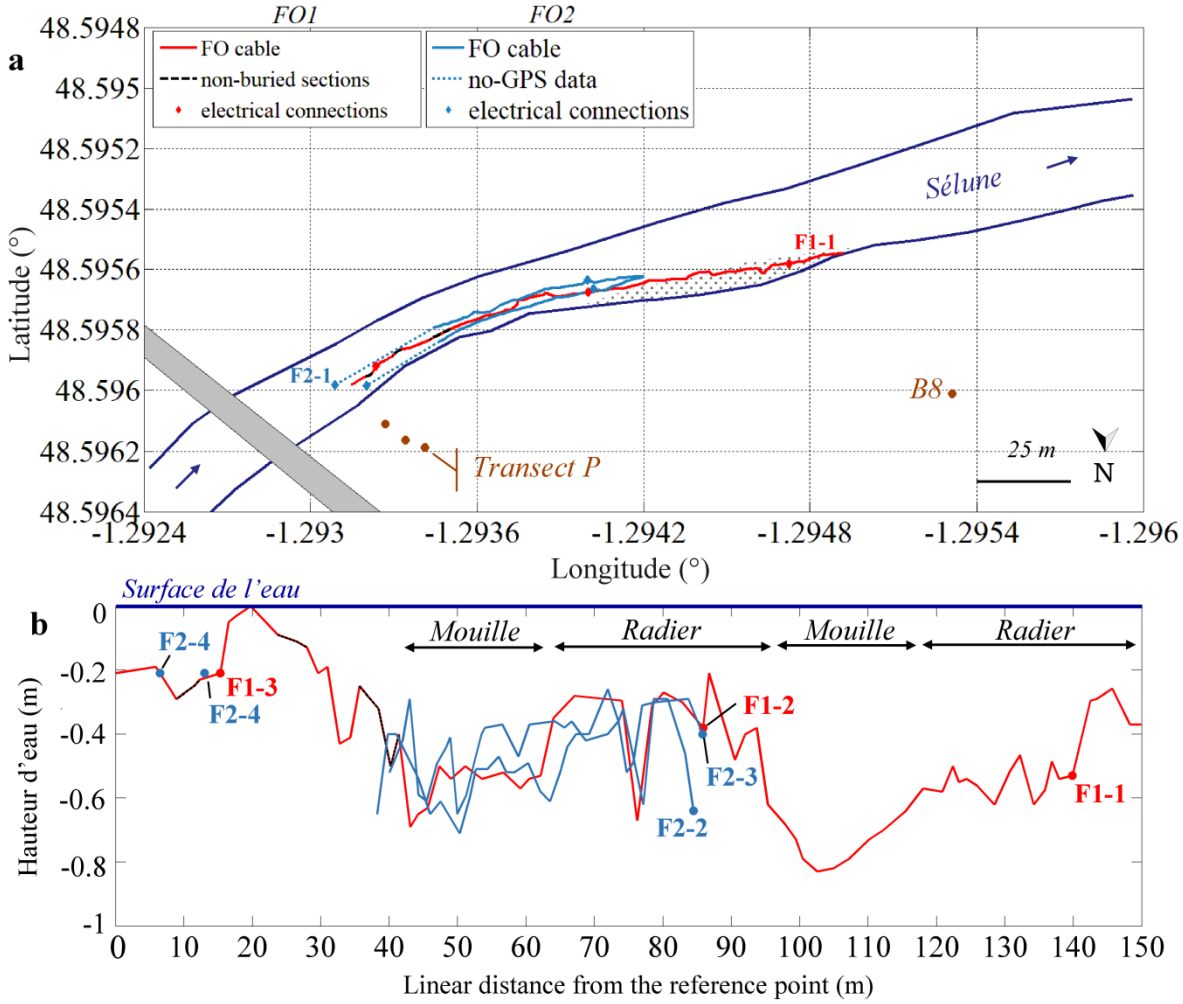


Figure 3-23. a. Position des câbles de fibre optique dans le cours d'eau ; b. Hauteurs d'eau relevées lors de l'installation des câbles (le 0 représentant la surface de l'eau).

1.3. Équipements en rivière

La Figure 3-24 fait le bilan des équipements installés de manière durable sur le site expérimental. Cela intègre bien évidemment les câbles enfouis de fibre optique, le long

desquels se retrouvent les connectiques électriques (Figure a), la boucle de fibre optique (Figure b) située au milieu de la section F2-3 / F2-2 et les splices terminaux (Figure c).

Comme spécifié plus tôt, les connectiques électriques, c'est-à-dire les lieux de jonction entre les câbles de fibre optique et les câbles électriques, ont été préparées en avance au laboratoire. L'opération consiste à dégainer la protection plastique externe du câble de fibre optique sur une petite portion, rendant visible la gaine interne en acier protégeant les fibres optiques. Le câble électrique dénudé peut alors être enroulé autour de cette structure en acier assurant la jonction électrique entre les deux câbles. Comme le montre la Figure a, l'ensemble est ensuite placé dans un boîtier jonction, lequel est rendu étanche grâce à l'ajout d'une résine coulée. Une résine similaire est utilisée pour protéger et étanchéifier les splices terminaux, une fois placés dans une ogive confectionnée avec une imprimante 3D (Figure c).

Les câbles électriques, reliés aux câbles de fibre optique, requièrent également un aménagement spécial. En effet, comme le montre la Figure d, ces câbles peuvent être sécurisés en les passant dans des fourreaux en plastique flexibles avant des les enfouir dans les sédiments de la rivière et dans le sol entre les berges et les boîtiers électriques. Cette étape est cruciale pour les protéger des petits rongeurs mais aussi du charriage dans le fond de la rivière qui pourraient abîmer localement les câbles posant. Enfouir les fourreaux permet également de limiter les risques en cas de crue ; les câbles électriques étant perpendiculaires à l'écoulement de la rivière, ils pourraient se faire emporter facilement ou être arrachés.

Enfin, deux boîtiers électriques étanches centralisent le réseau de câbles électriques (Figure e). Lors des expériences de chauffe, le heat pulse system peut être branché au niveau de ces boîtiers, qui permettent de sélectionner la section qui sera chauffée. Ils sont équipés d'un disjoncteur qui protège contre les risques électriques.

Finalement, sans compte les préparatifs, 5 journées de travail avec une équipe de 7 à 8 personnes auront été nécessaires pour la seule installation des câbles dans la rivière et sécuriser les équipements. Il a fallu ensuite sécuriser les équipements dans des caissons étanches sur la rive.

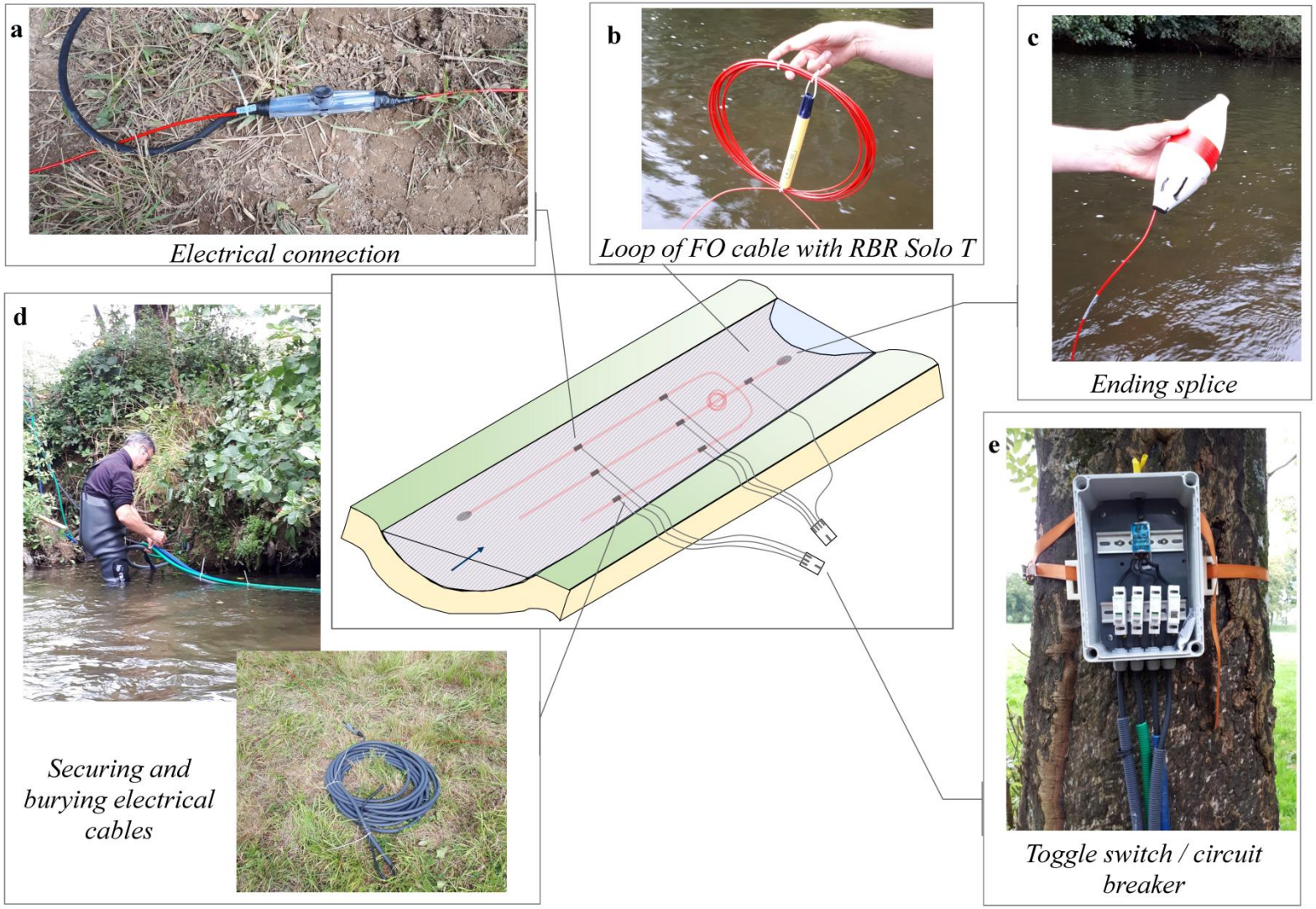


Figure 3-24. Instrumentation pérenne du site expérimental : câbles de fibre optique et équipements électriques installés durablement sur le tronçon étudié.

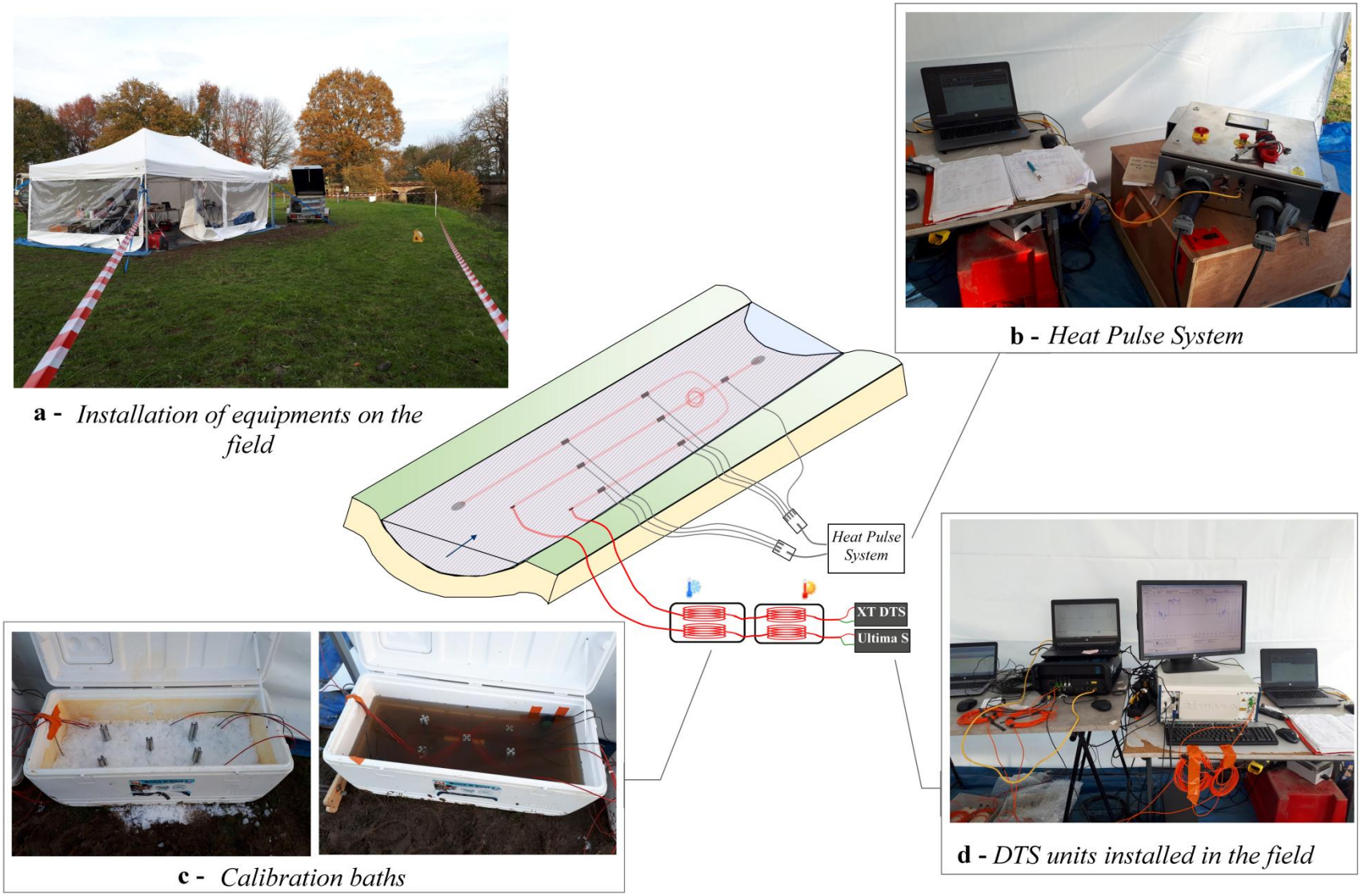


Figure 3-25. Installation et équipements pour les expériences de chauffe

2. Déroulement des expériences actives sur le terrain

2.1. Équipement et installation

2.1.1. Installation du matériel

Plusieurs semaines expérimentales ont été organisées afin de tester la méthode active et de discuter la variabilité temporelle des échanges nappe/rivière. Une « semaine expérimentale » comprend une journée d'installation du matériel, 4 à 5 jours de mesures et une journée pour désinstaller le matériel. Ce sont donc des expériences lourdes d'un point de vue logistique, qui demandent de surcroît un équipement conséquent, comme le montre la Figure 3-25. Le matériel doit rester sur place en permanence pendant plusieurs jours et nuits consécutifs, ce qui nécessite de le protéger des intempéries, en installant par exemple les équipements sous un barnum (Figure a), et d'en assurer la sécurité la nuit en faisant appel à un gardien.

2.1.2. Acquisition et calibration des mesures distribuées de température

Lors des différentes semaines expérimentales (détaillées en partie 2.2), le protocole d'acquisition et de calibration des données est resté inchangé afin de permettre de facilement comparer les différents résultats. L'acquisition des mesures distribuées de température se fait en parallèle sur les deux câbles de fibre optique déployés en utilisant deux unités DTS (Figure 3-25d). Lorsqu'une section d'un des deux câbles de fibre optique est chauffée, l'évolution de température au cours du temps le long de ce câble est enregistrée par une unité DTS de type Ultima S (marque Silixa) configurée en double-ended qui enregistre la température toutes les 20 sec et tous les 12.7 cm environ. L'évolution de température le long du second câble de fibre optique (non chauffé) est suivie par une unité DTS XT (marque Silixa) également configurée en double-ended et qui enregistre la température toutes les 20 sec et tous les 25.4 cm environ. Cela permet d'enregistrer les variations journalières de température et de vérifier la qualité des données.

Le protocole de calibration est identique à celui mis en place pour les expériences en banc et à Kerrien. Pour rappel, la calibration consiste à placer 20 m de câbles de fibre optique dans chaque bain de calibration (Figure 3-25c) : un bain chaud (entre 35 et 40 °C) maintenu à température grâce à une résistance chauffante et un bain froid (idéalement à 0 °C) rempli de glace pilée et d'un peu d'eau. Des bulleurs pour aquarium sont utilisés pour homogénéiser la

température à l'intérieur des bacs de calibration. La qualité des données est vérifiée à partir des données de température dans les bains de calibration, équipés de capteurs indépendants RBR SoloT, et à partir d'une boucle de fibre optique réalisée au bout de la FO2 au moment de l'installation du matériel où la température est également suivie par un RBR SoloT. Enfin les données collectées avec les deux unités DTS sont comparées entre elles.

2.1.3. Mesures actives/Périodes de chauffe

La sensibilité de la méthode étant directement dépendante de la puissance électrique injectée, la chauffe de petites sections de câble (entre deux connectiques consécutives) a généralement été privilégiée. Une journée complète de mesures offre la possibilité de chauffer deux sections sur un même câble de fibre optique. Alors qu'une section est chauffée durant la première moitié de journée, la seconde chauffe est mise en route à la mi-journée après l'interruption de la première. Le refroidissement de la première est ainsi enregistré durant l'après-midi, tandis que celui de la seconde l'est le soir après l'arrêt de la chauffe. Chauffer deux portions d'un même câble de fibre optique permet donc d'enregistrer le cycle complet de chauffe/refroidissement sur chacune des sections sans interruption des mesures.

Seul le Heat Pulse System, permettant l'injection d'électricité dans le circuit électrique, a changé au cours du projet. Alors qu'un « Power Pulse Controller » développé par le CTEMPs (Oregon State University - https://ctemps.org/instruments) a été utilisé durant les deux premières semaines expérimentales, un HPCS (Heat Pulse Control System) développé par Silixa a été utilisé par la suite. Les deux outils peuvent être contrôlés par le logiciel Control Panel développé par Control Concepts, Inc., indépendamment de l'outil utilisé.

Le Heat Pulse Sytem se contrôle en définissant la puissance totale Q_T [W] à injecter dans le circuit électrique général, comprenant les câbles électriques et les câbles de fibre optique. Ainsi, cette puissance est égale à :

$$Q_T = Q_{T,FO} + Q_{T,CE} \quad (1)$$

avec $Q_{T,FO}$ la puissance totale à injecter dans le câble de fibre optique [W] et $Q_{T,FO}$ la puissance totale à injecter dans les câbles électriques [W], qui sont respectivement égales à :

$$Q_{T,FO} = Q \,.\, L_{FO} \quad (2)$$

$$Q_{T,CE} = R_{CE} . I^2 \quad (3)$$

La valeur de la puissance $Q_{T,FO}$ dépend logiquement de la puissance électrique souhaitée par mètre de câble de fibre optique, Q [W/m], et de la longueur de câble de fibre optique chauffée L_{FO} [m]. La valeur de la puissance $Q_{T,CE}$ dépend quant à elle de la résistance totale du câble électrique, R_{CE} [Ω], et de l'intensité I du circuit électrique [A] pouvant être calculée telle que :

$$I = \sqrt{\frac{Q_{T,FO}}{R_{FO}}} \quad (4)$$

où R_{FO} désigne la résistance totale du câble de fibre optique chauffé.

Finalement, la puissance électrique totale à injecter dans le circuit électrique peut se calculer telle que :

$$Q_T = Q . L_{FO} . \left(1 + \frac{R_{CE}}{R_{FO}}\right) \quad (5)$$

La résistance des câbles électriques et celle des câbles de fibre optique peuvent être estimées respectivement par :

$$R_{CE} = \rho_{CE} . L_{CE} \quad (6)$$

$$R_{FO} = \rho_{FO} . L_{FO} \quad (7)$$

avec ρ la valeur de résistivité [Ω/m] et L la longueur de câbles [m] ; les indices *CE* et *FO* faisant références aux câbles électriques et à la section chauffée du câble de fibre optique. La résistivité électrique du câble de fibre optique utilisé est de 0.35 Ω/m tandis que celle des câbles électriques dépend de la section du câble (≈ 2.9167×10^{-3} Ω/m pour une section de câble de 6 mm² et ≈ 1.75×10^{-3} Ω/m pour une section de câble de 10 mm²).

La résistance totale théorique du circuit électrique général peut être calculée facilement, puisque égale à la somme de R_{CE} et de R_{FO} (circuit en série). Cette mesure peut être comparée à la résistance totale mesurée sur le terrain avec un ohmmètre, ce qui permet de valider les calculs électriques. De plus, la mesure de la résistance du circuit général est recommandée avant chaque injection d'électricité afin de vérifier que le système ne s'est pas détérioré entre deux expériences.

2.2. Semaines expérimentales et tests de chauffe

Comme le détaille le Tableau 3-3, quatre semaines de mesure ont été organisées entre novembre 2017 et septembre 2019. Ces mesures ont permis de réaliser des mesures actives sur chaque section de fibre et de tester différentes puissances électriques. Durant les 3 premières semaines, les mesures sur chaque section se sont caractérisées par des périodes de chauffe relativement courtes (environ 4 h généralement), ce qui permettait d'acquérir des données sur presque tous les brins.

En septembre 2019, l'expérience s'est caractérisée par une injection de chaleur durant un peu plus de 52 h à 25 W/m le long de la section F1-3 / F1-1 (120 m), ce qui nécessite d'injecter plus de 3035 W dans le circuit (120 m de câble de fibre optique auxquels viennent s'ajouter 95 m de câble électrique de section 6 mm² entre le boîtier électrique et la fibre optique et 125 m de câble électrique de section 10 mm² entre le boîtier électrique et le système heat pulse). À noter que le câble FO2 a dû être détérioré entre les deux dernières expériences. Les mesures DTS signalent une rupture le long du câble et il n'y a plus de continuité électrique dans le circuit.

À noter qu'une semaine expérimentale était prévue en février 2018 afin d'obtenir des mesures en hautes eaux, mais l'inondation d'une partie du champ et des conditions météorologiques particulièrement mauvaises ont contraint à renoncer dès le 2nd jour sur le terrain.

Table 3-3. Détail des différentes sections chauffées et les puissances associées pour chaque semaine d'expérience

		Experiment 1 13th - 18th Nov-17		Experiment 2 16th - 21th Apr-18		Experiment 3 11th - 16th Sep-18		Experiment 4 10th - 15th Sep-19	
		Q (W/m)	*Heating duration (hrs)*	Q (W/m)	*Heating duration (hrs)*	Q (W/m)	*Heating duration (hrs)*	Q (W/m)	*Heating duration (hrs)*
FO1	F1-3/F1-2	20	4.5	29.12	3.97	25.43	4	24.96	52.05
		6.93	4	20.12	4	20.07	4		
	F1-2/F1-1	6.93	4	30.13	4	30.08	4.08	24.96	52.05
		20.25	4.5	20.09	4.025	20.07	4.35		
FO2	F2-4/F2-3	7.08	4	7	4.075	25.47	4.22	-	
						12.74	2.57		
	F2-3/F2-2	7.08	4	-		9.09	4.05	-	
	F2-2/F2-1	20	4.53	-		9.09	4.05	-	

2.3. Conditions hydrologiques lors des semaines expérimentales

La Figure 3-26 présente les conditions hydrologiques lors des différentes semaines expérimentales. Lors des deux premières semaines d'expérience, les niveaux dans la Sélune et dans la nappe sont légèrement plus hauts que ceux des deux dernières expériences, même si aucune expérience n'a été réalisée en période de hautes eaux (Figure a).

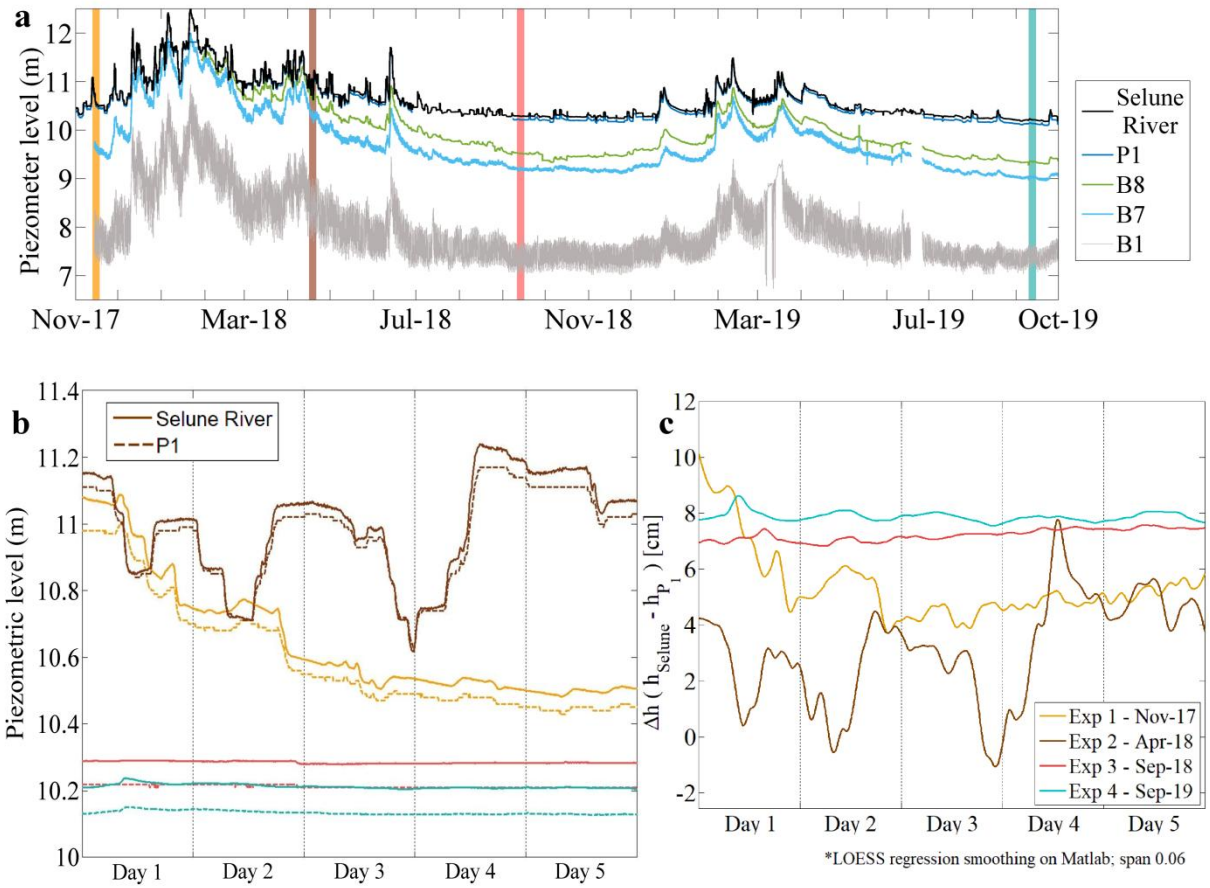


Figure 3-26. a. Conditions hydrologiques (niveaux dans la Sélune et dans la nappe alluviale) associées aux différentes semaines expérimentales ; b. Évolutions des niveaux de charge dans la Sélune et dans le piézomètre P1 lors des différentes semaines expérimentales ; c. Différences de charges calculées entre la Sélune et la nappe pour les différentes expérimentations.

Les expériences de septembre 2018 et de septembre 2019 se sont déroulées en périodes de basses eaux et dans des conditions hydrologiques relativement similaires (Figure a), avec des niveaux d'eau dans la Sélune (≈10,2 – 10,3 m) et dans le piézomètre P1 (≈10,1 – 10,2 m) stables au cours du temps (Figure b). Pour ces deux expériences, la différence de charges entre la Sélune et la nappe (Figure 3-26c) est quasiment similaire (≈7-8 cm) et stable durant toute la semaine d'expérience. Notons tout de même que lors de l'expérience de septembre 2019, les variations du niveau dans la Sélune n'étaient plus contraintes par les barrages en amont.

Pour les expériences de novembre 2017 et avril 2018, les niveaux dans le fleuve et dans la nappe sont légèrement plus hauts (Figure b). Pour le mois d'avril 2018, dont on aura l'occasion de discuter les résultats en détail, de « fortes » variations du niveau de la Sélune, et donc du piézomètre P1, s'observent au cours de la semaine (Figure b) avec par exemple une augmentation de 0.3 m du niveau de la Sélune au milieu du 2e jour d'expérience (le niveau passant alors de 10,7 m à 11,1 m environ). La différence de charge entre la Sélune et le piézomètre P1 fluctue de manière conséquente durant cette semaine de mesures au gré des niveaux dans la Sélune (Figure 3-26c). Comme on avait pu l'observer à plus grande échelle de temps (Figure 3-15), la différence de charge est plus instable en périodes de hautes eaux. Enfin, même si la différence de charges moyenne est plus faible que pour les mois de septembre 2018 et septembre 2019, les valeurs restent relativement proches et il s'agit de différences de l'ordre de quelques centimètres seulement. Les niveaux variant particulièrement au cours de l'expérience d'avril 2018, l'Annexe 7 présente le détail de la répartition des périodes de chauffe sur cette semaine en fonction des niveaux d'eau afin d'identifier les niveaux d'eau associés à chaque expérience de chauffe.

Notons enfin que les variations de nappe observées près des pompages, comme par exemple dans le piézomètre B1 (Figure a), ne sont pas visibles dans les chroniques du piézomètre P1.

3. Acquisition et traitement des données

Après l'acquisition des données sur le terrain, le traitement des données s'est divisé en grandes phases détaillées dans la Figure 3-27 : une phase de (pré-)traitement des données et une phase d'interprétation. Les deux chapitres suivants seront l'occasion de détailler l'ensemble des étapes de traitement conduisant à l'estimation des flux, ce qui permettra par la suite de discuter entre autres de l'applicabilité de la méthode, notamment par les gestionnaires de bassin versant.

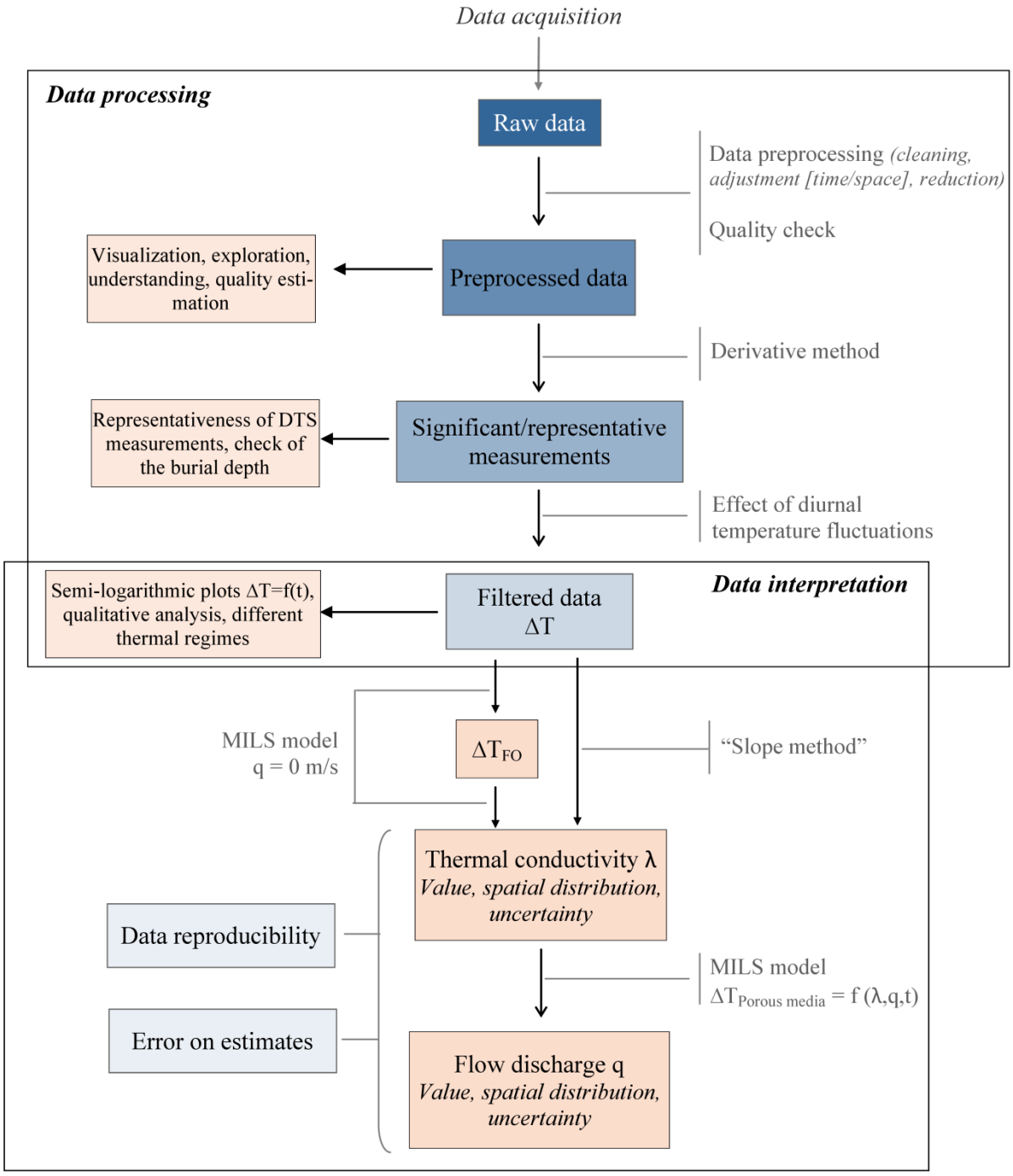


Figure 3-27. De l'acquisition des données sur le terrain à l'estimation des flux, les différentes étapes de traitement peuvent se diviser en deux grandes phases : une phase de (pré-)traitement des données (Data processing) et une phase d'interprétation (Data interpretation).

Le chapitre 3 sera ainsi consacré à la phase appelée ici « Data Processing » (Figure 3-27) et s'intéressera à décrire les étapes classiques de traitement à réaliser au préalable de l'analyse et de l'interprétation des données. L'étape de prétraitement, qui consiste à trier et vérifier la qualité des données brutes, conduira à présenter les mesures de température de manière générale. Ensuite, la méthode des dérivées (Simon et al., 2020) conduira, comme lors de l'application sur Kerrien, à discuter de la significativité et de la représentativité des données de température collectées le long des câbles. Enfin, nous verrons que les variations journalières de température du cours d'eau peuvent fortement impacter les résultats des expériences actives, notamment lorsque de l'eau de surface vient s'infiltrer dans la nappe, comme c'est le cas sur notre site d'étude. Cela conduira à proposer une méthode de filtrage des données afin d'isoler les variations de température uniquement liées à la source de chaleur et ainsi de s'abstraire des variations induites par la propagation, dans les sédiments, des variations journalières de température de la rivière.

Cette première phase de traitement prépare donc les données en vue de leur interprétation. Au préalable, une première analyse qualitative des données permettra d'avoir une vue d'ensemble des réponses thermiques observées et de leur variabilité.

Le chapitre 4 présentera ensuite la seconde phase qui se concentre sur l'analyse et l'interprétation des résultats. Les différentes interprétations de données s'étant concentrées jusqu'à présente sur l'analyse de la réponse thermique mesurée en un point, il sera l'occasion ici de présenter une approche permettant d'estimer les distributions de la conductivité thermique et des flux pour de larges jeux de données et de discuter la qualité de cette approche. De ces estimations découleront des questions sur leur incertitude et sur la reproductibilité des données.

Finalement, suite à ces deux phases de traitement des données, un dernier chapitre (chapitre 5) permettra de faire le bilan sur les flux estimés et sur leur variabilité spatiale et temporelle. Il s'agira alors de discuter des processus contrôlant les interactions nappe/rivière.

Chapitre 3 – ***Traitement des données***

Ce chapitre sera consacré à la procédure de traitement des données DTS acquises lors des différentes semaines expérimentales. Il détaillera les étapes de traitement présentées dans la première partie de la Figure 3-27 « Data Processing », incluant une présentation générale des résultats des données brutes acquises, la question de la significativité des données et celle de leur filtrage. Comme l'objectif de ces différentes étapes est d'aboutir à des données validées et filtrées, ce chapitre sera enfin l'occasion de vérifier la cohérence des mesures et de proposer une première analyse qualitative de quelques résultats.

1. Mesures distribuées de température

Une fois les données de température acquises, celles-ci ont fait l'objet d'un prétraitement, qui consiste à nettoyer les jeux de données, à comprendre les mesures par rapport à l'installation des câbles (portions extérieures, enfouies, bains de calibration…), à repérer les sections chauffées et à vérifier la synchronisation des différents appareils en temps (périodes chauffées).

1.1. Profils en long de température

Intéressons-nous tout d'abord aux profils en long de température, c'est-à-dire à la température distribuée mesurée le long des câbles de fibre optique. Il s'agit ici de présenter les résultats généraux et de faire le lien entre les installations sur le terrain et les données collectées.

1.1.1. Mesures passives/actives de température

1.1.1.1. Mesures le long du câble FO1

La Figure 3-28 présente les résultats des mesures de température collectées le long du câble FO1 en avril 2018 avec l'Ultima S (échantillonnage spatial 12.7 cm). Il est donc possible de suivre l'évolution de la température tout au long du câble et de repérer les différents environnements (bains de calibration, portions à l'air libre ou dans la rivière) traversés par celui-ci. Pour rappel, le câble FO1 a été installé sur toute la longueur de la section d'étude. Un profil de température mesuré le long du câble peut être tracé pour chaque instant de mesure, ce qui correspond à un profil toutes les 20 sec.

La Figure 3-28 s'intéresse aux données collectées le 18 avril 2018, date à laquelle des mesures actives (injection de chaleur le long de certaines portions de câble) ont été réalisées le long des sections F1-3 / F1-2 (29.12 W/m) et F1-2 / F1-1 (30.13 W/m). Le profil gris correspond aux données collectées en début de journée, avant le début des expériences de chauffe. L'axe des abscisses correspond à la distance entre chaque point de mesure et l'unité DTS (située à la distance d=0 m). Depuis l'unité DTS, le câble de fibre optique rejoint les bains de calibration. On retrouve ainsi les 20 m de câble installés dans le bain froid, dont la température moyenne est d'environ 0,05 °C, puis les 20 m de câble installés dans le bain chaud, dont la température moyenne est d'environ 29,1 °C. Entre la sortie du bain chaud et le cours d'eau (à environ 95 m), le câble est étalé sur le sol dans le champ. La portion de câble correspondante, d'environ 40 m de long, enregistre donc les variations de température de l'air.

À partir de 95 m, le câble se trouve enfoui dans les sédiments, et localement à l'interface eau/sédiments lorsqu'il n'a pas pu l'être. Dès lors, une température relativement stable et homogène est enregistrée le long du câble avec une température moyenne de 12.7 °C et des variations comprises entre 12.4 et 13 °C. Le splice terminal, permettant l'acquisition en double-ended configuration, se situe à la fin de ce profil (≈ 255 m), le signal reverse (profil en miroir) n'étant pas montré ici car parfaitement similaire à ce profil.

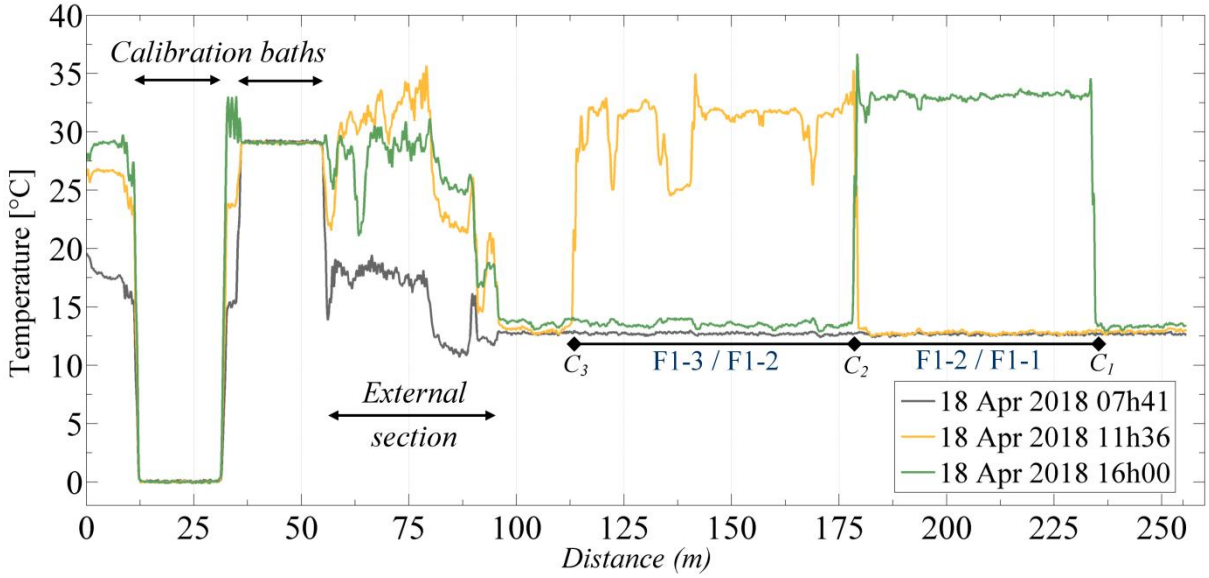


Figure 3-28. Températures mesurées avec l'unité Ultima S DTS le long du câble FO1 le 18 avril 2018 à trois moments de la journée. Le profil gris correspond à la température mesurée en début de journée, avant le début des mesures actives. Les profils jaunes et verts correspondent aux profils mesurés lors des mesures actives réalisées le long des sections F1-3 / F1-2 (29.12 W/m) et F1-2 / F1-1 (30.13 W/m) respectivement.

Les profils jaunes et verts correspondent aux températures collectées lors des mesures actives réalisées le long des sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1 respectivement. Ce sont les profils acquis en fin de période de chauffe, juste avant l'arrêt de l'injection d'électricité dans le circuit, les deux expériences de chauffe ayant été réalisées consécutivement. Tout d'abord, les températures mesurées dans les bains de calibration sont similaires pour les trois profils, montrant que le matériel de calibration (glacières, bulleurs, résistance chauffantes, etc.) est efficace, car les conditions de température dans les bacs sont stables dans le temps. Dans les sections extérieures (avant les bains de calibration et entre le bain chaud et le cours d'eau), le câble enregistre de fortes variations de température dans le temps et dans l'espace, qui ne sont pas forcément représentatives de la température extérieure. En effet, le câble demeure au sol immobile. Cela implique qu'il est très sensible aux périodes d'ensoleillement et qu'il emmagasine de la chaleur sous l'effet des rayonnements solaires. La végétation, qui induit des

zones d'ombre localement, peut localement protéger le câble, qui est plus ou moins exposé à ces rayonnements selon son emplacement dans le champ.

Concernant la température dans la rivière, les sections enfouies mais non chauffées (entre 237 et 255 m par exemple) présentent de légères variations de température associées aux variations naturelles de température du cours d'eau. Les expériences de chauffe induisent quant à elles des augmentations de température le long des sections chauffées. Pour ces exemples, la température moyenne des sections enfouies et chauffées est d'environ 32.5 °C. On remarque dès à présent des zones de plus faible température le long de la section F1-3 / F1-2 (à environ 122 m, 133-141 m et 168.9 m) correspondant aux portions chauffées où le câble n'est pas enfoui et se trouve posé à l'interface sédiments/eau.

1.1.1.2. Mesures le long du câble FO2

De même, la Figure 3-29 présente des profils de température mesurés le 14 septembre 2018 le long du câble FO2 avec l'unité Ultima S DTS, date à laquelle des mesures actives ont été réalisées sur l'ensemble des sections chauffantes du câble. Pour rappel, le câble FO2 a été installé de sorte à former un U où les sections F2-4 / F2-3 et F2-1 / F2-2 se trouvent parallèles au câble FO1.

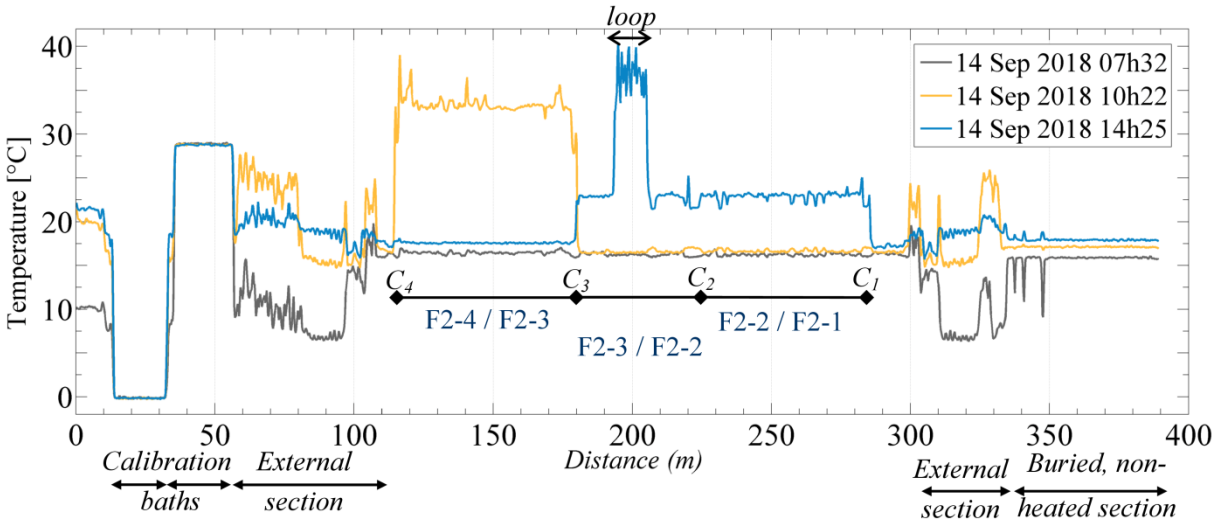


Figure 3-29. Températures mesurées avec l'unité Ultima S DTS le long du câble FO2 le 14 septembre 2018 à trois moments de la journée. Le profil gris correspond à la température mesurée en début de journée, avant le début des mesures actives. Les profils jaunes et bleus correspondent aux profils mesurés lors des mesures actives réalisées respectivement le long des sections F2-4 / F2-3 (25.47 W/m) et F2-3 / F2-1 (9 W/m).

Pour commencer, la courbe grise présente le profil de température acquis avant le début des mesures actives. Tout comme pour le câble FO1, deux portions de câble de 20 m chacune

ont d'abord été installées dans les bains de calibration. Pour cette expérience, la température moyenne dans le bain froid est de -0.1 °C et celle dans le bain chaud de 28.8 °C. Après la sortie du bain chaud, plus de 50 m de câble se trouvent dans le champ (sections extérieures). Ensuite, entre 113 et 300 m environ, la température est mesurée le long du câble enfoui ou posé au fond de la rivière. La température moyenne y est de 16.2 °C, soit près de 4 °C de plus que lors des mesures d'avril 2018, ce qui est le résultat d'une température moyenne de l'air plus forte et d'une hauteur plus faible de la lame d'eau. Comme le câble est installé en U, les mesures entre 206 et 300 m sont « inversées » par rapport à la direction du cours d'eau. Le point de mesure à 300 m est donc situé plus en amont que le point de mesure à 206 m. Au-delà de 300 m, le câble n'ayant pas été enfoui lors de l'installation est ramené sur la berge où il est stocké entre deux semaines de mesure. Lors de l'acquisition des données, cette partie de câble est déployée dans le champ, à l'exception des 40 derniers mètres qui sont placés dans la rivière. Sur cette section de 40 m, la moitié est utilisée pour former une boucle, sur laquelle un capteur de température de type RBR SoloT est fixé afin de vérifier les valeurs de température mesurées avec l'unité DTS.

Le profil jaune, correspondant à la température mesurée lors des mesures actives réalisées le long de la section F2-4 / F2-3 (25.47 W/m), montre ainsi l'augmentation de température mesurée le long de cette section chauffée. À noter que le profil est tout à fait variable entre 115 et 148 m. Le profil bleu quant à lui présente la température mesurée lors des mesures actives réalisées le long de la section F2-3 / F2-1 (9 W/m). L'injection d'électricité s'est faite entre les connectiques F2-3 et F2-1 permettant de chauffer simultanément les sections F2-3 / F2-2 et F2-2 / F2-1. La puissance du courant injecté étant plus faible, l'augmentation de température induite l'est également. La boucle de câble installée au milieu de la section entre F2-3 / F2-2 (voir la Figure 3-21 pour rappel) et située entre 193 et 206 m, induit une plus forte augmentation de température du fait de la superposition des brins chauffés. Ailleurs le long de la section chauffée, la température moyenne est de 23°C à la fin de la période de chauffe avec tout de même de petites variabilités observées entre 221 et 285.4 m. La connectique F2-2 située à 220.1 m présente une légère « surchauffe » probablement due à la résistance électrique de la jonction.

1.1.2. Répétition des mesures actives sur une même section

Comme détaillé dans le Tableau 3-3, certaines semaines de mesures ont été l'occasion de répéter plusieurs expériences actives sur certaines sections en faisant varier la puissance

électrique injectée. Cela a été par exemple le cas en septembre 2018 où des mesures ont été réalisées le long de la section F1-3 / F1-2 en injectant des puissances de 25.43 W/m puis de 20.07 W/m et le long de la section F1-2 / F1-1 en injectant des puissances de 30.08 W/m puis de 20.07 W/m. Les résultats de ces expériences sont présentés par la Figure 3-30a qui, pour chaque section et chaque puissance considérées, montre le profil de température T_0 mesuré à l'état initial, avant le début de la chauffe, et le profil de température mesuré à la fin de la période de chauffe. Pour chaque section, il apparaît clairement que les profils sont similaires pour les deux expériences de chauffe. À noter toutefois que l'état initial T_0 diffère d'une expérience à l'autre en fonction de la température de la rivière au début de la chauffe.

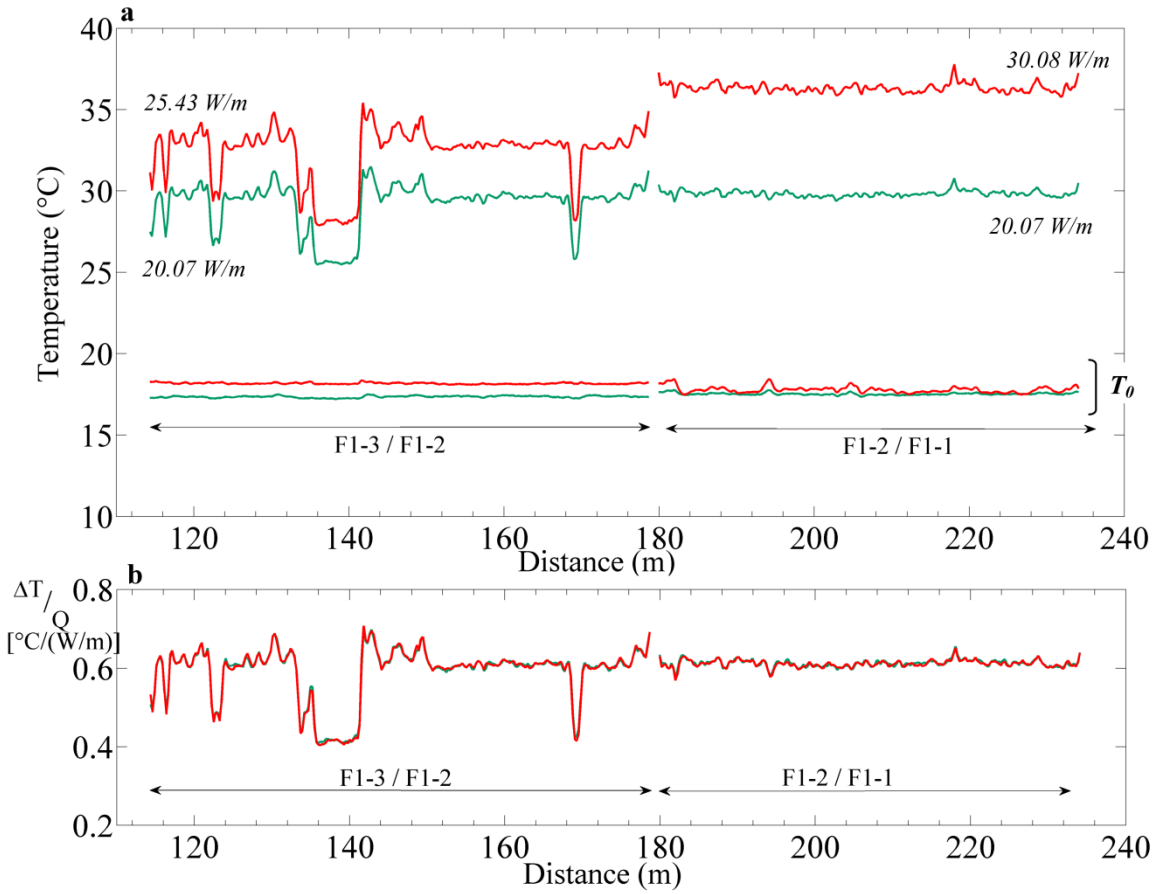


Figure 3-30. a. Températures mesurées le long des sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1 lors des expériences actives réalisées en septembre 2018. Pour chaque section chauffée, les couleurs (rouge ou vert) correspondent à deux expériences de chauffe réalisées à différentes puissances. Pour chaque expérience sont présentés le profil de température T_0, correspondant à la température initiale mesurée avant le début de la période de chauffe, et le profil de température mesuré à la fin de chaque période de chauffe. b. Pour chaque section et chaque expérience active, la différence de température ΔT, correspondant à la différence entre la température avant le début de la chauffe (T_0) et celle à la fin de la période de chauffe, a été divisée par la puissance injectée Q afin d'obtenir un profil de température normalisé.

La Figure 3-30b, qui présente le profil de ΔT normalisé pour chaque expérience, confirme cette observation. Les profils sont identiques pour les deux puissances. Cela montre une

bonne reproductibilité des données et les résultats sont cohérents puisque la valeur de ΔT est proportionnelle à la valeur de la puissance injectée. De ce fait, les expériences ayant été souvent réalisées avec différentes valeurs de puissance, les résultats pourront être comparés en normalisant les données de température.

1.2. Évolution temporelle de la température mesurée

Comme l'illustre la Figure 3-31, pour chaque point de mesure le long du câble de fibre optique (Figure a), l'évolution de température peut être tracée au cours du temps. Ces résultats correspondent aux données acquises du 18 avril jusqu'à la mi-journée du 20 avril 2018 où des mesures actives ont été réalisées sur les sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1. Les mesures dans le cours d'eau révèlent différents comportements au cours du temps en fonction de la localisation du point de mesure.

× La Figure b présente les variations de température mesurées pour différents points de mesure situés le long des sections de câble chauffées et enfouies dans le lit du cours d'eau. Les sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1 ont été chauffées alternativement et les points de mesure présentent de fait deux cycles de chauffe/refroidissement consécutifs. Ces points présentent une réponse caractéristique conforme à celle attendue, à savoir une évolution de type logarithmique avec une forte augmentation/diminution au début des périodes de chauffe/refroidissement suivie d'une progression plus lente et éventuellement d'une stabilisation de température.

× Au contraire, lorsqu'une portion de la section chauffée se trouve non enfouie (Figure c), et donc à l'interface eau/sédiments, le changement de température induit par le début ou l'arrêt de l'injection d'électricité apparaît net et brutal, conformément aux observations sur le site de Kerrien. Cependant, dans le cas présent, la température enregistrée au niveau de ces portions non enfouies durant les expériences actives présente des variations significatives au cours du temps qui semblent directement liées à l'évolution de la température du cours d'eau. Il est également à noter que l'augmentation de température est différente entre les deux points de mesure présentés ici alors que leur température respective est identique avant le début de la chauffe. En fait, la portion de câble non enfouie à 168.9 m (courbe marron) est relativement courte. Du fait de la résolution spatiale de l'unité, la température mesurée en ce point ne doit pas être complètement représentative de la température effective et est certainement influencée par les sections enfouies situées de part et d'autre de ce point.

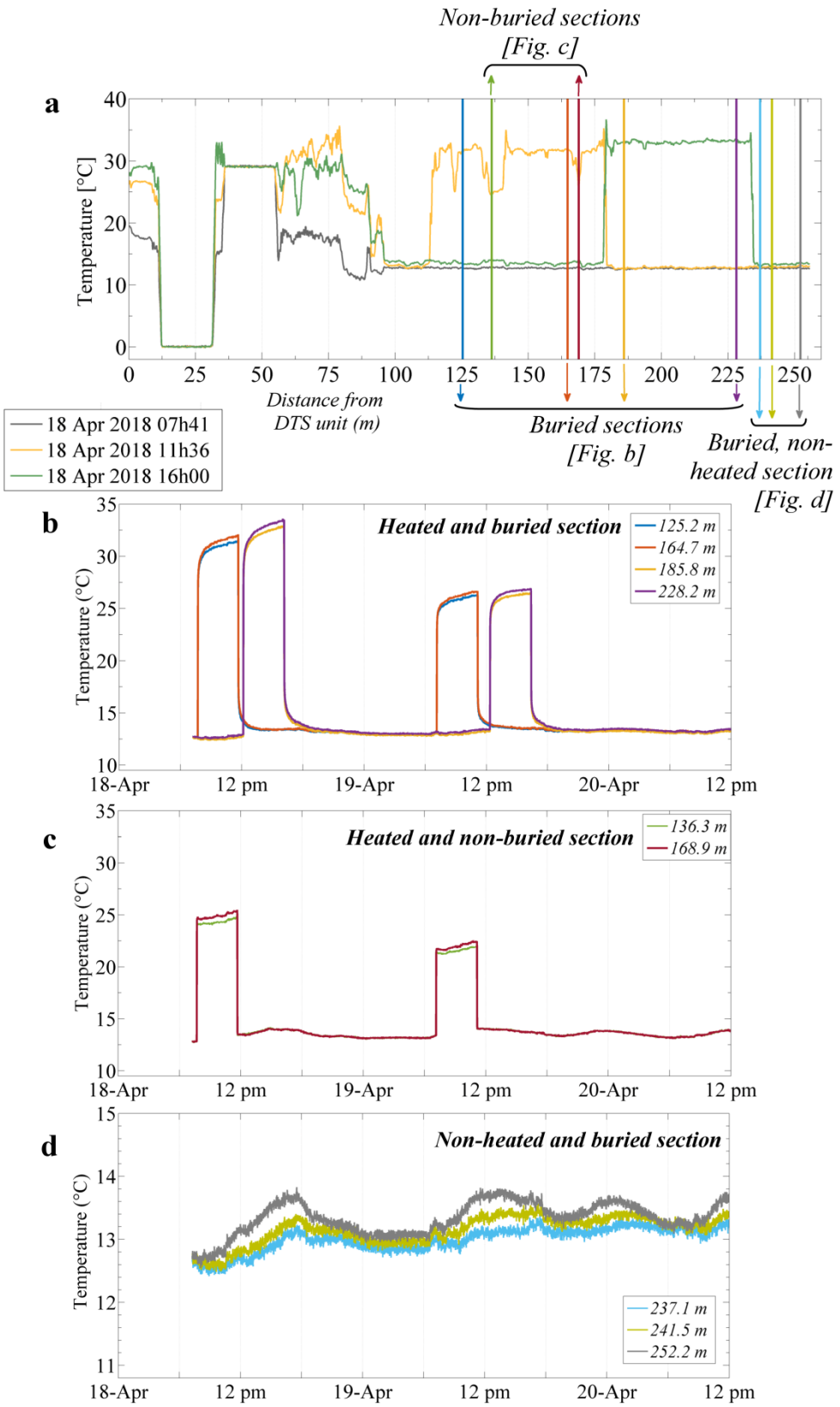


Figure 3-31. Évolution de température mesurée le long du câble FO1 le 18 avril 2018. a. Pour chaque point de mesure le long du câble de fibre optique, l'évolution de la température peut être tracée au cours du temps, permettant de montrer le comportement notamment pour b. les portions enfouies des sections chauffées ; c. les portions non enfouies des sections chauffées (câble à l'interface eau/sédiments) ; et d. les portions enfouies des sections non chauffées.

× Enfin, la Figure d présente des exemples d'évolutions de température mesurées dans les sections de câble enfouies mais non chauffées. Dans ce cas, les variations de température résultent uniquement de la propagation en profondeur des variations journalières de température de la rivière. Malgré la proximité de ces différents points de mesure (moins de 10 m entre chaque), des différences significatives peuvent être observées entre les courbes, et ces différences peuvent même atteindre 0.7 °C. Cette disparité peut s'expliquer par le fait que les variations de température dans les sédiments de la rivière mesurées le long du câble de fibre optique dépendent de plusieurs facteurs, à savoir les propriétés thermiques des sédiments saturés, le flux d'eau et la profondeur d'enfouissement du câble, comme le décrit l'équation régissant le transport de chaleur en milieu poreux (Carslaw & Jaeger, 1959; Lapwood, 1948). On comprend dès lors que des variations similaires doivent être mesurées le long des sections de câble enfouies et chauffées, ce qui aura nécessairement des répercussions pour l'interprétation des données.

1.3. Incertitude sur les mesures

La Figure 3-32 présente l'évolution de la température mesurée avec les unités DTS au niveau de la boucle formée à l'extrémité du câble FO2 lors de la semaine expérimentale de septembre 2018. La première moitié correspond aux mesures acquises avec l'unité XT DTS et la seconde avec l'unité Ultima S DTS. Il s'avère que les données de température acquises avec les unités DTS sont de bonnes qualités puisqu'elles enregistrent les mêmes variations que le capteur RBR SoloT (précision de 0.002 °C) avec une différence moyenne de 0.01 °C entre les deux outils de mesure. Les données acquises avec les unités DTS présentent un bruit de l'ordre de 0.1°C, même si cette valeur varie quelque peu selon les semaines expérimentales (et peut atteindre 0.3°C pour les données collectées en novembre 2017 par exemple).

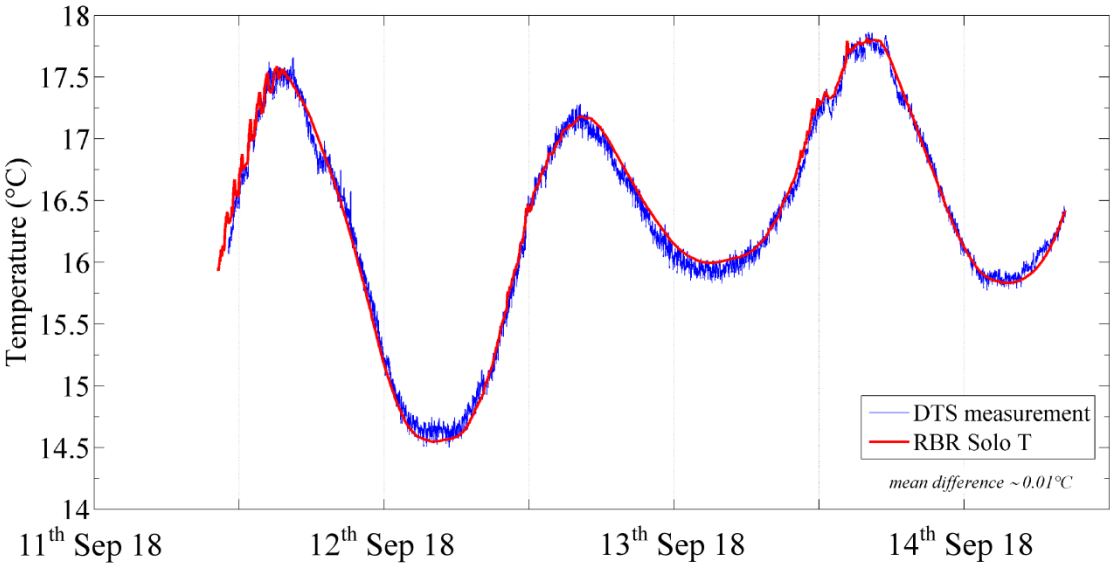


Figure 3-32. Évolution de température mesurée avec les unités DTS au niveau de la boucle formée à l'extrémité du câble FO2 lors de la semaine expérimentale de septembre 2018. Ces données sont comparées aux variations de température enregistrées par un capteur de température de type RBR SoloT placé au centre de cette même boucle de câble de fibre optique.

2. Représentativité des mesures

La méthode des dérivées (Simon et al., 2020) a été utilisée pour évaluer la représentativité des mesures de température collectées par les unités DTS. Il s'agit de vérifier que les variabilités spatiales de ΔT observées dans les sections chauffées sont plus larges que la résolution spatiale de l'unité de mesure et de tenir compte de la conduction de chaleur le long des sections de câble de fibre optique qui s'opère durant lors des mesures actives sous l'effet de gradients thermiques.

2.1. Exemple d'application de la méthode

Dans cette partie, nous décrirons la procédure mise en place pour l'application de la méthode des dérivées sur les données collectées pour chaque section chauffée en prenant l'exemple de données collectées en avril 2018 le long du câble FO1.

La première étape, présentée par la Figure 3-33, consiste à définir l'intervalle des valeurs des dérivées de température pour lequel les mesures DTS peuvent être considérées comme représentatives de la température effective du milieu. La dérivée de la température en fonction de la distance est calculée (Figure b) à partir du profil de température mesuré en dehors des périodes de chauffe (Figure a). Conformément aux attentes, de fortes variations de la dérivée sont observées en entrées et en sorties de bains de calibration (± 20 °C/m) mais également

dans les sections extérieures, où les variations de température le long du câble dépendent de nombreux facteurs pouvant varier localement comme l'exposition au soleil, les zones d'ombre, la végétation, la position du câble par rapport au sol, etc. Cependant, comme le montre la Figure c, les valeurs des dérivées des températures sont relativement stables à l'intérieur des bains de calibration et le long de la section en rivière, où elles oscillent autour de 0. L'intervalle [-1 ; 1] peut alors être défini comme l'intervalle au sein duquel les mesures de température peuvent être considérées comme représentatives de la température effective.

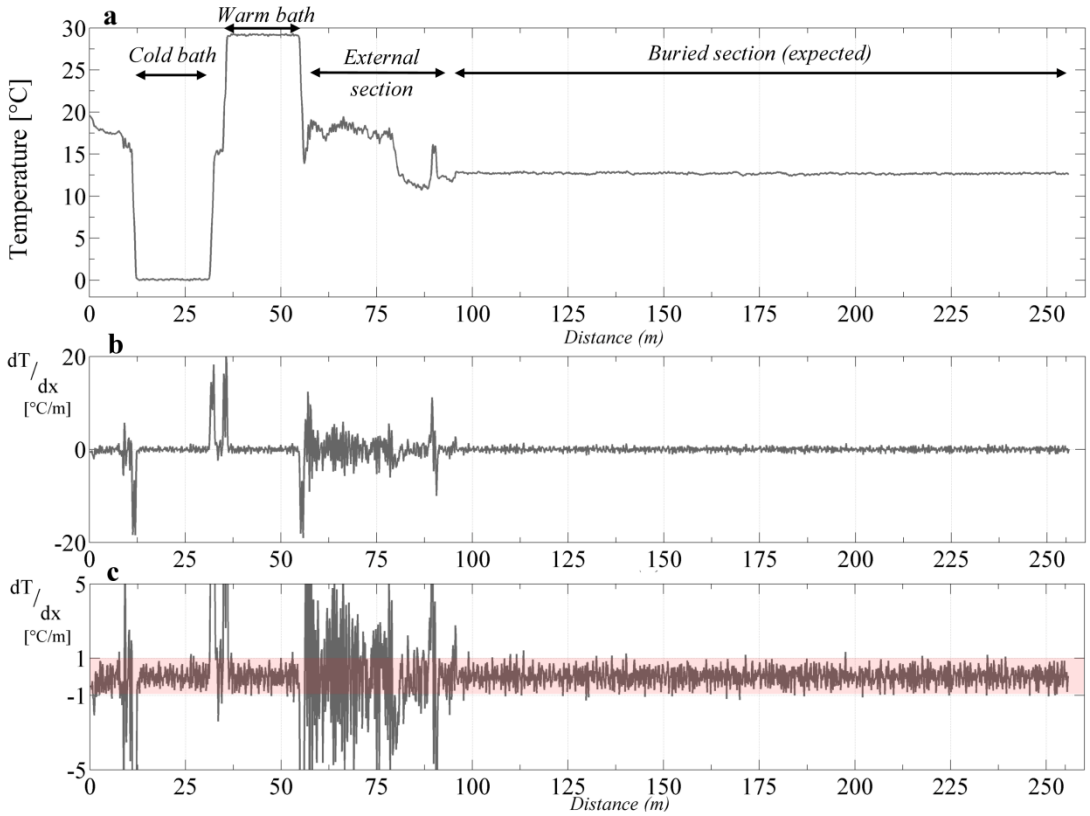


Figure 3-33. Application de la méthode des dérivées sur les données collectées en avril 2018 le long du câble FO1 : définition de l'intervalle dans lequel les mesures sont considérées comme significatives. À partir du profil de température mesuré en dehors des périodes de chauffe (Figure a), la dérivée de la température en fonction de la distance est calculée (Figure b) et les résultats dans les bains de calibration et dans les sédiments permettent de définir l'intervalle [-1 ; 1] au sein duquel les mesures sont considérées comme représentatives de la température effective (Figure c).

Dès lors, la représentativité des mesures actives peut être évaluée comme le montrent les exemples d'application présentés dans la Figure 3-34. Les figures a et b présentent l'application sur les données de la section chauffée F1-3 / F1-2 tandis que les figures c et d présentent celle sur les données de la section chauffée F1-2 / F1-1. Les zones rouges correspondent aux portions où la dérivée est comprise entre -1 et +1 °C/m et où les mesures DTS sont par conséquent considérées comme stables et pourront être interprétées.

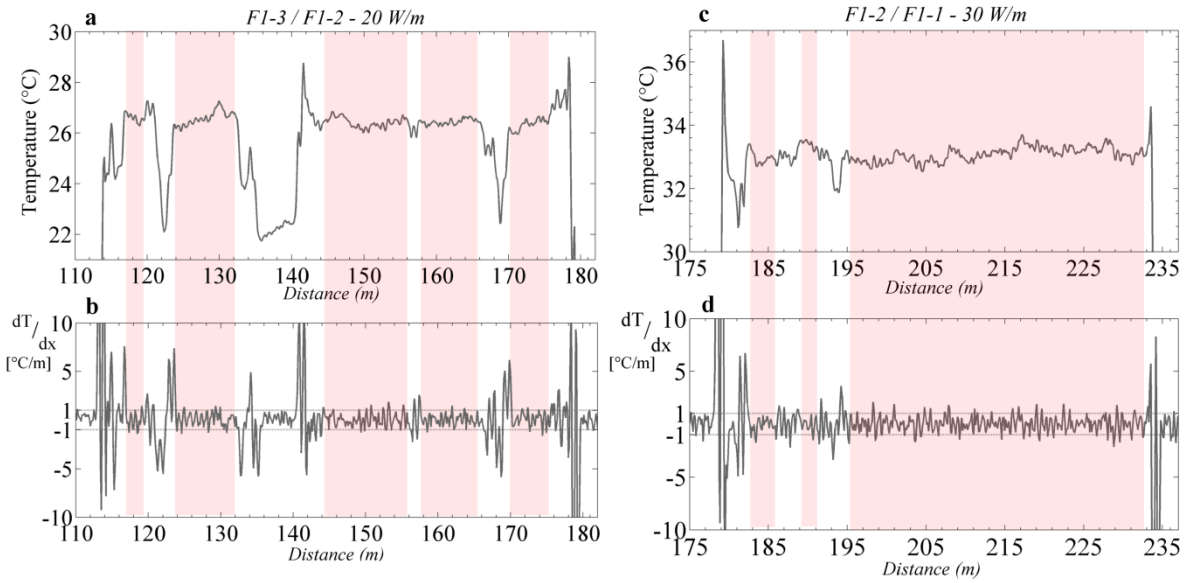


Figure 3-34. L'application de la méthode des dérivées permet de définir les portions des sections chauffées où les mesures sont considérées comme représentatives de la température effective ; les figures a et b présentent l'application sur les données de la section F1-3 / F1-2 et les figures c et d l'application sur les données de la section F1-2 / F1-1. Dans chaque cas, la figure du haut présente le profil de température mesuré en fin de période de chauffe et la figure du bas présente le profil de dérivées correspondant.

Plusieurs portions de câble, au sein de la section F1-3 / F1-2, qui n'avaient pas pu être enfouies, ont été repérées lors de l'installation des câbles de fibre optique. Ces portions étaient déjà particulièrement visibles dans les données puisqu'elles induisent une réponse thermique différente des sections chauffées (voir Partie 1.2 de ce chapitre) et notamment une augmentation de température beaucoup plus faible (voir les portions ≈ 122 m ; 132-142 m et 169 m sur la Figure 3-34a). Comme le montre la Figure 3-34b, l'application de la méthode des dérivées permet de clairement les identifier puisque le début et la fin des portions de câble non enfouies sont marqués par de fortes variations de la dérivée. En plus de définir plus précisément leurs limites, cette approche permet également d'estimer leur répercussion sur les données collectées de part et d'autres des zones non enfouies du fait de la résolution spatiale des mesures. En plus de la définition précise des limites des sections de câble non enfouies, l'approche a conduit à retirer quelques points situés entre 156 et 158 m, où la valeur de la dérivée dépasse ±1 °C/m.

Concernant la section F1-2 / F1-1 (Figures 3-34 c et d), il apparaît que la dérivée présente beaucoup moins de variabilité, le câble ayant été correctement enfoui dans cette zone. L'approche a conduit tout de même à retirer deux zones de données, entre 186 et 189 m puis entre 191 et 195 m, en plus des données proches des connectiques. La section présente tout de même une portion large où les données sont validées (de 195 à 233 m) correspondant à une

zone où le substrat était beaucoup moins grossier et moins hétérogène et où l'installation du câble était donc plus aisée.

Une approche similaire a été menée sur les données collectées le long du câble FO2. Les résultats détaillés sont présentés dans l'Annexe 8. Il est ici important de noter que les profils de température durant les expériences actives présentent une plus grande variabilité que ceux observés le long du câble FO1, comme nous avions pu le constater avec la Figure 3-29. Ces variabilités, potentiellement dues à de courtes portions de câble non enfouies ou bien à de véritables hétérogénéités de conductivité thermique ou de flux, apparaissent particulièrement localisées et sur des portions de câble inférieures à la résolution spatiale. Elles ne peuvent donc pas être considérées comme significatives : il en résulte que le câble FO2 présente beaucoup moins de portions de données validées.

2.2. Évolution de l'installation

La méthode décrite précédemment a été appliquée pour chaque section chauffée et pour chaque expérience active. En effet, l'application de la méthode pour chaque semaine expérimentale apparaît essentielle. Sous l'effet des mécanismes de dépôt ou de transport sédimentaire, induits notamment par des épisodes de crue ou du fait de la présence d'éventuels embâcles, les câbles pourraient se trouver charriés ou leur profondeur d'enfouissement pourrait varier localement (certaines portions de câble initialement enfouies pourraient se retrouver dans le cours d'eau et inversement). Ensuite, la représentativité des mesures lors des expériences actives dépend également de la résolution spatiale des mesures, elle-même dépendante de la puissance électrique injectée le long de la section chauffée qui contrôle la conduction latérale de chaleur le long du câble de fibre optique. Ainsi, au cours d'une même semaine expérimentale, la méthode des dérivées a été appliquée pour chaque section chauffée et pour chaque expérience active réalisée à une puissance injectée différente.

La Figure 3-35 présente quelques exemples de résultats de l'application de la méthode des dérivées sur les données collectées le long des sections chauffées F1-3 / F1-2 (Figure a) et F1-2 / F1-1 (Figure b). Pour chaque résultat présenté, les portions de câble où les données ont été définies comme significatives et donc validées sont présentées en trait plus épais. Il apparaît que les résultats varient peu d'une expérience à l'autre, ce qui suggère que l'installation est stable dans le temps et donc pérenne. Le fait que les portions de câbles où les données sont

validées soient quasiment similaires d'une semaine expérimentale à l'autre offre la possibilité de comparer les résultats et de discuter la dynamique temporelle des écoulements.

À ce sujet, il est intéressant de noter que malgré une chauffe beaucoup plus longue en septembre 2019 (52 h), l'application de la méthode des dérivées ne conduit pas à conclure à une moins bonne résolution spatiale. On aurait en effet pu s'attendre à un tel résultat notamment car la conduction thermique le long de la section chauffée affecte la résolution spatiale effective des mesures.

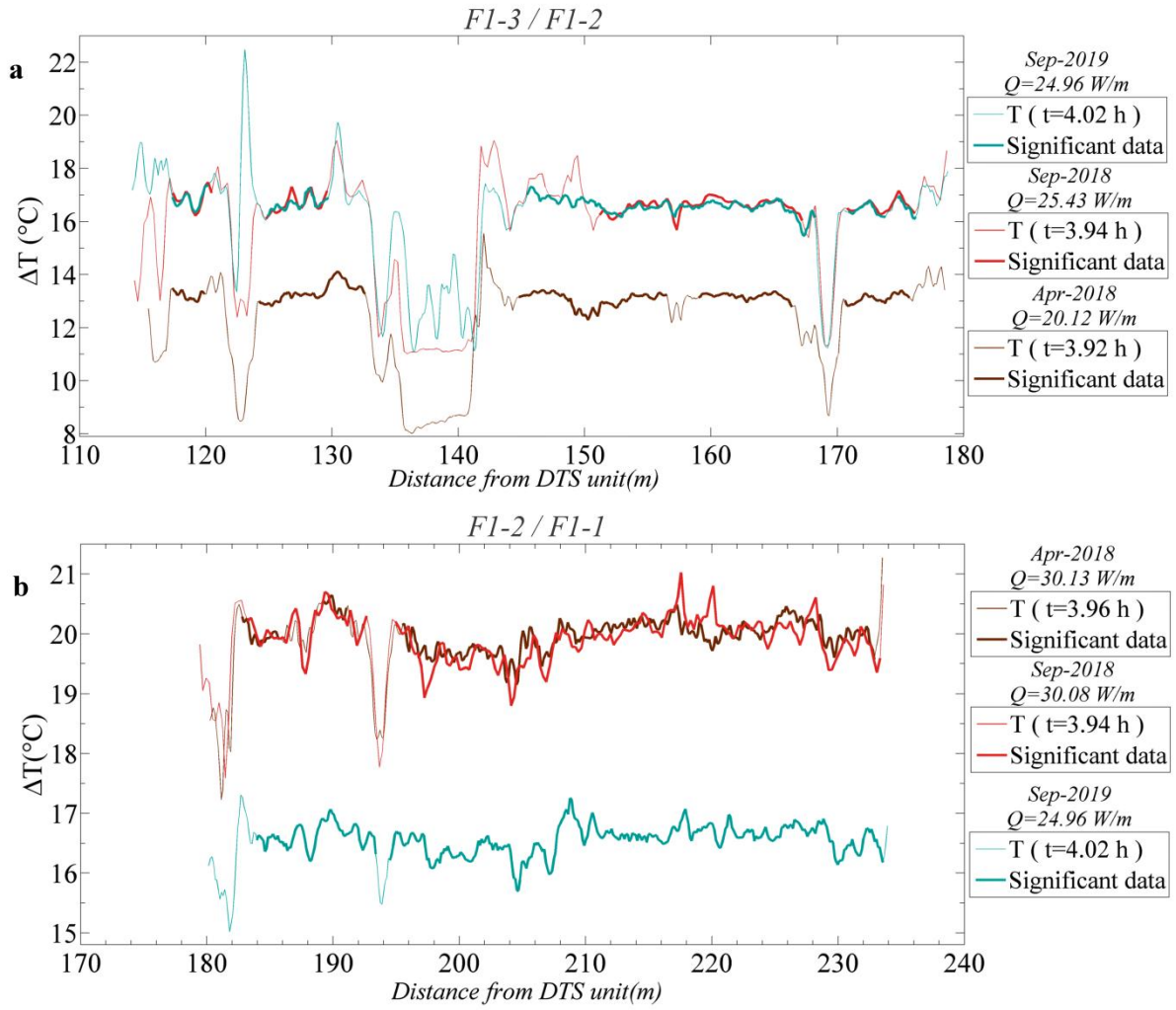


Figure 3-35. Définition des données significatives pour différentes expériences actives réalisées a. le long de la section F1-3 / F1-2 et b. le long de la section F1-2 / F1-1.

3. Variations de température de la rivière : effet sur la réponse thermique

3.1. Filtrage des données

3.1.1. La réponse thermique sous contrôle des variations journalières de température

La Figure 3-36a présente l'évolution de la température mesurée en un point de la section F1-2 / F1-1 (courbe rouge), chauffée pendant plus de 52 h consécutives en septembre 2019. En plus de l'augmentation de température liée à l'injection de chaleur dans les sédiments, la température présente de nettes oscillations autour de la température moyenne (égale à environ 33 °C). Des oscillations plus ou moins similaires sont également observées le long des sections de câble de fibre optique enfouies mais non chauffées (courbe bleue). Cela montre très clairement l'effet des variations journalières de température sur la réponse thermique. Ainsi, il apparaît que les variations de température enregistrées durant les mesures actives dépendent 1) de la réponse thermique liée à l'injection d'électricité le long de la section chauffée, notée ici $\Delta T_{heating}$, et 2) des variations de température induites par la propagation en profondeur dans les sédiments des variations journalières naturelles de température de l'eau de la rivière, notées ici $\Delta T_{streambed}$. Les variations $\Delta T_{streambed}$ étant partiellement contrôlées par le sens et l'intensité de l'écoulement, elles sont, dans ce cas d'étude, particulièrement accentuées et significatives puisque les flux sont descendants (infiltration de la rivière dans la nappe). Il apparaît donc nécessaire de filtrer les données afin d'isoler les variations $\Delta T_{heating}$ avant l'étape d'interprétation des données.

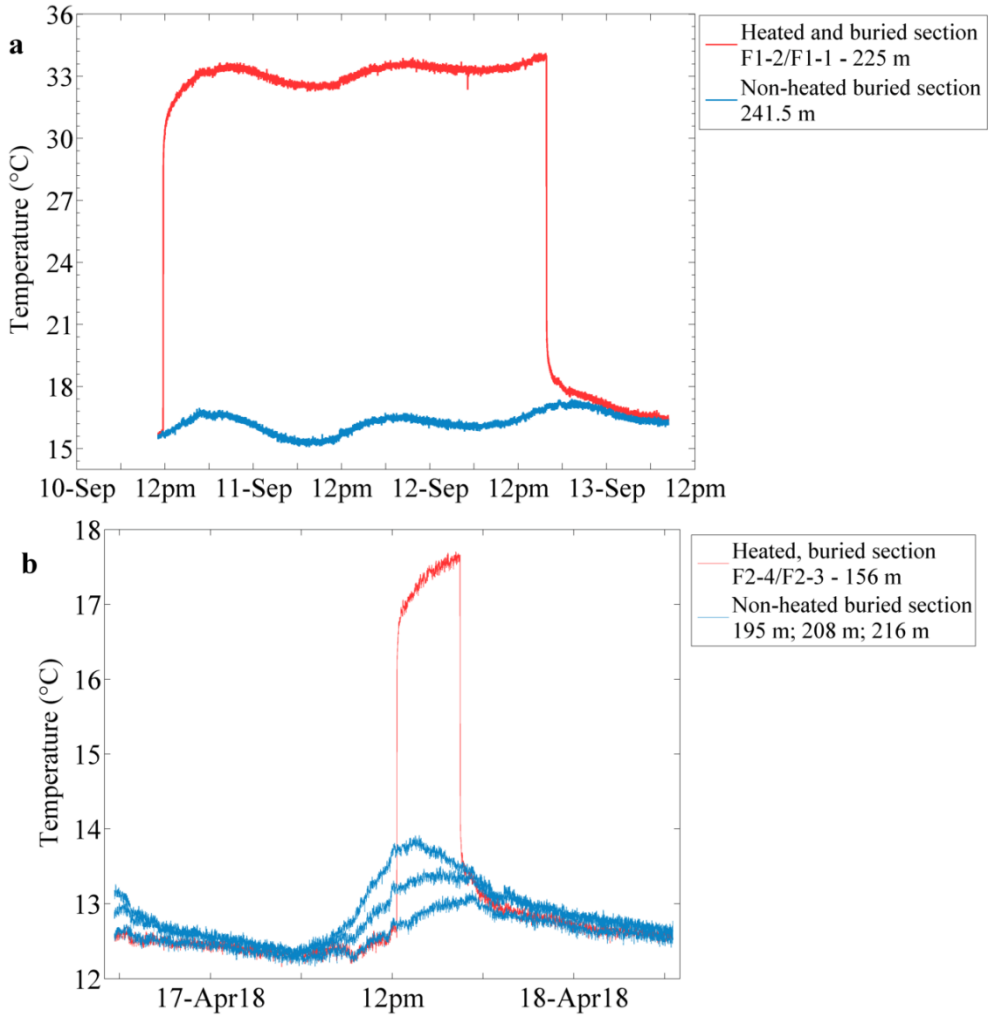


Figure 3-36. a. Suivi de la température entre le 10 et le 13 septembre 2019 le long du câble FO1 pour un point de mesure situé le long de la section F1-3 / F1-1 chauffée à 24.96 W/m (courbe rouge) et pour un point situé dans une partie de câble enfouie mais non chauffée. b. Évolution de la température enregistrée i) en un point de la section F2-4 / F2-3 chauffée à 25.47 W/m le 17 avril 2018 (courbe rouge) et ii) en trois points pendant la même période le long d'une partie de câble enfouie mais non chauffée.

L'effet des variations journalières de température est particulièrement visible dans l'exemple présenté en Figure 3-36a étant donné la longue durée de la période de chauffe (plus de 52 h). Comme le montre la Figure 3-36b, cet effet est beaucoup moins visible lorsque les durées de chauffe sont plus courtes (4 h dans cet exemple, ce qui représente la durée moyenne des expériences généralement réalisées), puisque la période des oscillations naturelles de température est d'environ 24 h. L'augmentation de température enregistrée dans cet exemple le long de la section F2-4 / F2-3 ne semble a priori pas être influencée par les variations naturelles de température et pourrait parfaitement être utilisée telle quelle pour estimer les flux. Toutefois, comme le montrent les courbes bleues, des variations significatives de température sont observées dans les sédiments du cours d'eau durant la période de chauffe, ce

qui implique que l'évolution de température enregistrée le long des parties chauffées (courbe rouge) doit également être impactée par ces changements.

De plus, il apparaît que les variations de températures dans les sédiments (courbes bleues de la Figure 3-36b) présentent des contrastes assez marqués d'un endroit à un autre. De fait, ces variations dépendent de trois paramètres, à savoir les propriétés thermiques des sédiments, la profondeur d'enfouissement et le sens et l'intensité de l'écoulement, ce qui implique potentiellement des variabilités spatiales dans les variations de température observées. La méthode de traitement des données doit donc permettre de prendre en compte le fait que 3 grandeurs inconnues contrôlent les variations $\Delta T_{streambed}$.

3.1.2. Méthode de filtrage des données

Étant donné que trois paramètres régissent la propagation de chaleur dans les sédiments, il semble délicat d'utiliser une tendance moyenne pour filtrer les données collectées durant les mesures actives. Dès lors, nous proposons ici d'utiliser les données de température collectées le long des sections de câble enfouies mais non chauffées pour filtrer les données collectées le long des sections chauffées. Cette approche est illustrée dans la Figure 3-37. Le principe consiste à identifier, pour chaque point de mesure le long d'une section chauffée, un point de référence situé le long d'une portion de câble non chauffée et enfouie, présentant des variations $\Delta T_{streambed}$ similaires. Une fois ce point de référence identifié, les variations de température enregistrées à son niveau peuvent être utilisées pour extraire des données initiales les variations de température $\Delta T_{heating}$ induites par l'expérience de chauffe.

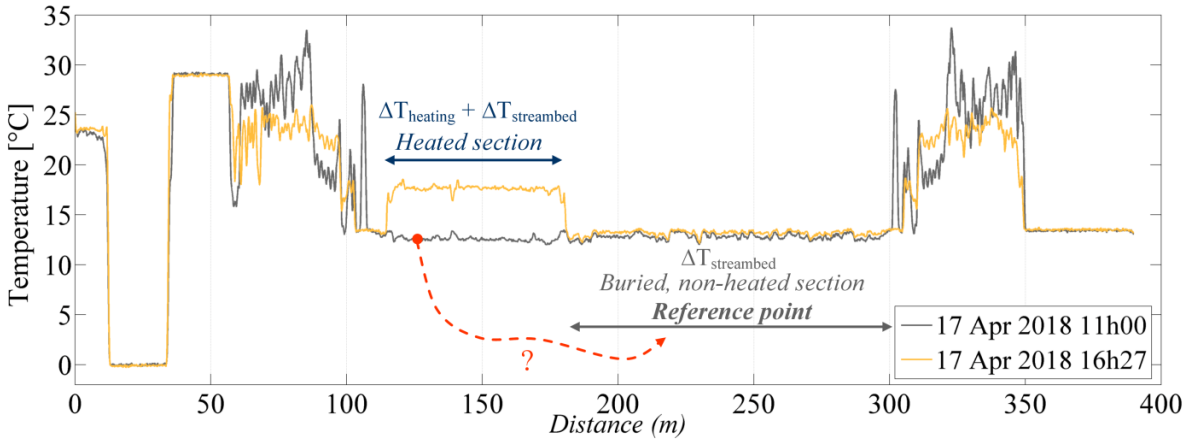


Figure 3-37. La méthode de filtrage des mesures actives consiste à identifier, pour chaque point de mesure le long d'une section chauffée, un point de référence situé le long d'une portion de câble non chauffée et enfouie, présentant des variations $\Delta T_{streambed}$ similaires.

Pour chaque section chauffée et chaque expérience active, il s'agit dans un premier temps de définir les « périodes de référence », périodes durant lesquelles l'évolution de la température n'est pas influencée par le test de chauffe, c'est-à-dire en dehors des périodes de chauffe et de refroidissement. Pour chaque point de mesure situé le long des sections chauffées, le calcul de la RMSE permet de comparer les variations de température enregistrées durant ces périodes de référence à celles enregistrées le long de la section de référence (portions de câble enfouies et non chauffées) durant ces mêmes périodes. La RMSE la plus faible permet alors de définir le point de référence et de filtrer les variations de température durant les périodes de chauffe et de refroidissement.

La Figure 3-38 présente l'application de cette approche pour filtrer les variations de température enregistrée en un point de la section F1-2 / F1-1, chauffée à 30.13 W/m en avril 2018. Comme le montre la Figure a, l'approche a permis de déterminer le point de référence (courbe grise) qui présente les variations de température les plus proches de celles observées au niveau du point de mesure à filtrer (courbe bleue) durant les périodes de référence (RMSE de 0.09°C entre les deux courbes sur ces périodes). Les variations de température enregistrées au niveau de ce point de référence durant le cycle de chauffe/refroidissement ont été ensuite utilisées pour filtrer les données et isoler l'augmentation de température induite par l'expérience de chauffe seule comme le montre la Figure b. Dans cet exemple, la différence entre les courbes est relativement faible, à l'image des variations de température observées dans les sédiments durant la période de chauffe (courbe grise de la Figure a). Cependant, une différence de l'ordre de 0,3 °C peut tout de même être observée en fin de chauffe, ce qui a nécessairement un fort impact sur l'interprétation des données.

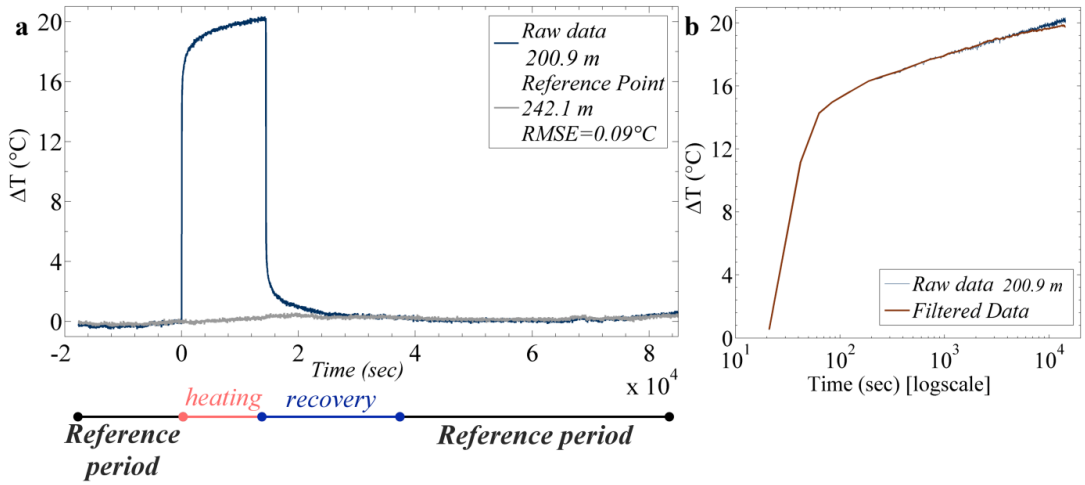


Figure 3-38. Exemple du filtrage des données collectées pour un point de mesure situé le long de la section F1-2 / F1-1 chauffée à 30.13 W/m en avril 2018. a. La courbe bleue présente les variations de température collectées au niveau de ce point de mesure, tandis que la courbe grise présente celles

enregistrées au niveau du point de référence associé, établi à partir des variations observées durant les périodes de référence. b. Comparaison de l'augmentation de température mesurée (courbe bleue) lors de la période de chauffe pour le point considéré dans cet exemple et de celle résultant du filtrage des données.

3.2. Résultats du filtrage

Ainsi est-il nécessaire, avant de passer à l'interprétation des données, de filtrer les variations naturelles de température observées pour chaque point de mesure le long des différentes sections chauffées et pour chaque expérience de chauffe. Cette étape cruciale de traitement des données s'effectue de manière automatique grâce à une routine développée sous MatLab®. La qualité du filtrage peut être évaluée à partir de la valeur de la meilleure RMSE calculée comme le montre la Figure 3-39. Dans cet exemple, la routine de filtrage a été appliquée sur l'ensemble des données collectées le long de la section F1-3 / F1-1, chauffée à 24.96 W/m en septembre 2019 (Figure a).

Tout d'abord, il apparaît clairement que l'application de la méthode de filtrage donne de mauvais résultats dans les sections de câble non enfouies (~ 22 à 23 m ; ~ 30 à 43 m ; ~ 68 à 70 m), où les RMSE calculées sont supérieures à 0.3 °C (Figure b). Ce résultat est tout à fait logique étant donné que les données sont filtrées à partir de données acquises dans les sédiments. Ainsi, les bandes grises correspondent aux zones où le filtrage de données n'aboutit pas sur un résultat correct mais où les données n'avaient de toute façon pas été validées par la méthode des dérivées.

Localement, comme pour les portions comprises entre 59.5 et 62 m et entre 89 et 93 m (mises en évidence par des bandes rouges sur les Figures a et b), le filtrage ne donne pas non plus de résultats probants (RMSE comprises entre 0.2 et 0.25 °C), comme l'illustre la Figure d. Cela signifie qu'il n'existe pas, dans les sections non chauffées, des points présentant des conditions similaires en matière de propriétés thermiques, de flux et de profondeur d'enfouissement, et que les données brutes ne peuvent donc pas être filtrées. Ces points doivent donc être retirés des données avant leur interprétation.

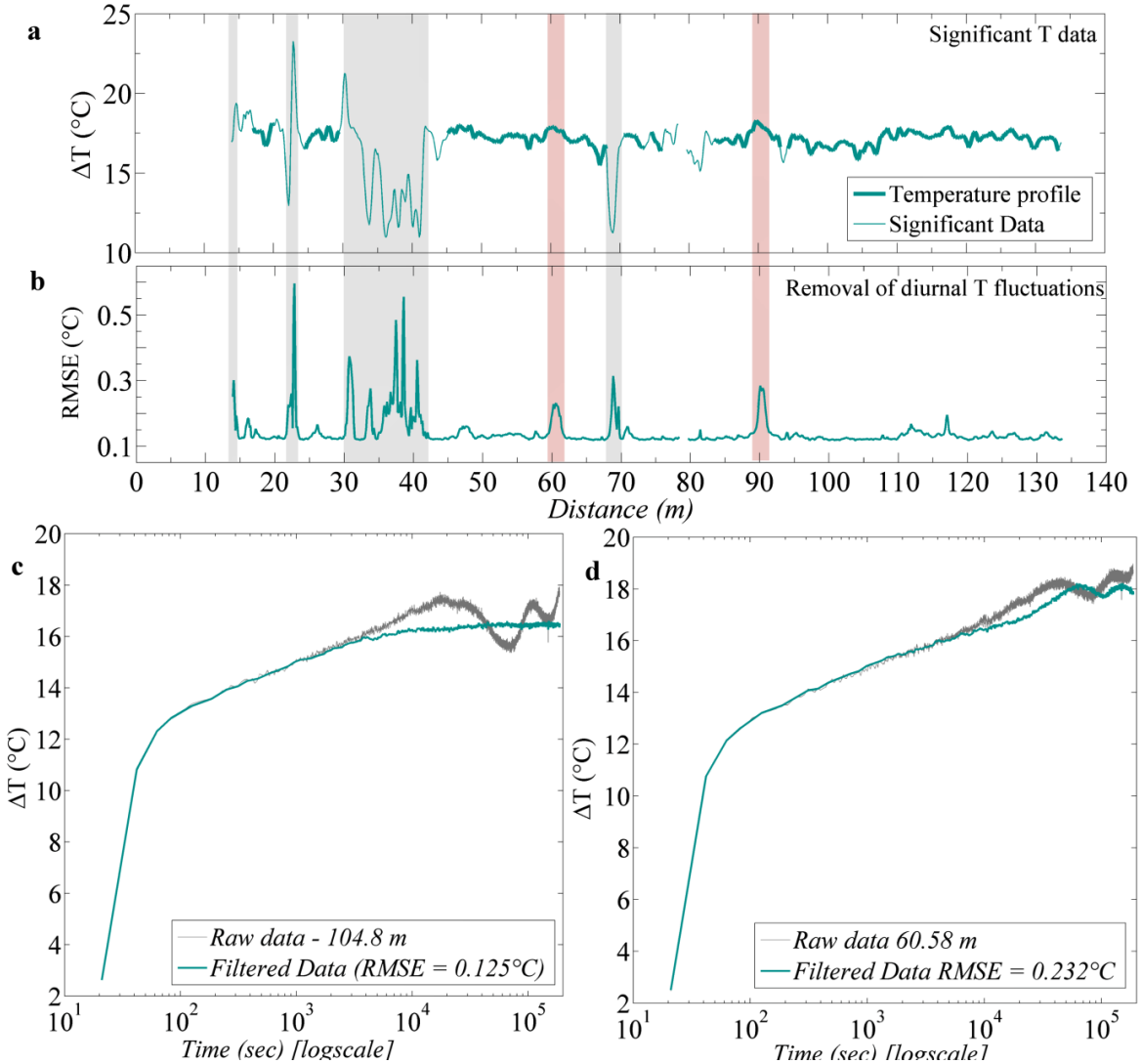


Figure 3-39. Résultats du filtrage des données acquises le long de la section F1-3 / F1-1 chauffée à 24.96 W/m en septembre 2019 : a. ΔT mesurés (non filtrés) le long de la section chauffée 52 h après le début de l'expérience de chauffe. Le trait fin correspond au profil dans son ensemble, tandis que le trait épais correspond aux données validées par la méthode des dérivées ; b. Qualité du filtrage des données : RMSE calculée entre les variations de température enregistrées pour chaque point de mesure et celles enregistrées au point de référence associé durant les périodes de référence. La valeur de la RMSE permet de distinguer les zones où la qualité du filtrage est bonne (Figure c) de celles où la qualité du filtrage est mauvaise (Figure d).

Ailleurs, les valeurs de RMSE sont plus faibles, typiquement comprises entre 0.1 et 0.15 °C. Pour de telles valeurs de RMSE, le filtrage des données est considéré comme efficace et pertinent, comme l'illustre la Figure c. En effet, dans ces zones de faible RMSE, le filtrage conduit à retirer des données brutes les oscillations pouvant être associées aux variations journalières de température et à obtenir une augmentation de température dont la forme est cohérente avec la forme de la réponse thermique attendue. Ces données filtrées pourront donc être utilisées lors de la phase d'interprétation pour estimer la conductivité thermique et les flux.

Finalement, les variations de température enregistrées le long des sections de câble chauffées peuvent être filtrées afin de s'abstraire de l'influence des variations journalières de la température de la rivière. Cela nécessite d'identifier un point de référence dans les sections de câble enfouies et non chauffées qui présente des variations de température naturelles similaires à celles observées au niveau du point à filtrer. Comme la propagation de la chaleur dépend de trois grandeurs différentes (propriétés thermiques, flux d'eau et profondeur d'enfouissement du câble), il arrive que les données ne puissent pas être traitées car aucun point de référence probant ne peut être identifié. Il est donc nécessaire de retirer du jeu de données ces points avant de passer à l'interprétation des données et à l'estimation des flux. La méthode de filtrage proposée ici a été validée au vu des bons résultats lors de son application sur les différentes sections et lors des diverses expériences de chauffe. Toutefois, il n'est pas possible de vérifier intégralement ces résultats et d'en estimer les incertitudes.

4. Analyse qualitative des résultats

Les grandes étapes de traitement ont donc permis i) de délimiter précisément les sections enfouies des sections non enfouies, ii) de retirer les points de mesure où les mesures n'étaient pas représentatives des températures effectives, iii) de filtrer les mesures afin de s'abstraire des variations induites par la propagation dans les sédiments des variations journalières de température de la rivière et iv) de retirer les données ne pouvant pas être filtrées. Dès lors, pour chaque section et chaque expérience active, on dispose d'un jeu de données pouvant être analysé et interprété. Au préalable à l'interprétation des données, une analyse qualitative devrait permettre de vérifier la cohérence et la pertinence des résultats en matière de réponse thermique et discuter de leur variabilité spatiale.

4.1. Évolution de la température et régimes thermiques

Suite au filtrage des données, la cohérence des réponses thermiques est vérifiée pour chaque section et chaque expérience de chauffe. Comme le montrent les deux exemples présentés en Figure 3-40, les réponses thermiques obtenues suite à la filtration des données sont tout à fait en accord avec les comportements attendus. Il est ainsi possible d'identifier facilement et clairement les différents régimes thermiques contrôlant l'évolution de la température au cours du temps. Le calcul de la dérivée log de la température (courbes grises) permet de mettre en évidence la période durant laquelle l'augmentation de température dépend des transferts thermiques ayant lieu au sein du câble de fibre optique. Les données

permettent également de distinctement définir les différents régimes thermiques contrôlant la propagation de la chaleur dans les sédiments : le régime de conduction dominante, approximé grâce à la pente s_1, et le régime d'advection dominante, caractérisé par les pentes s_2 et s_3. Pour les expériences actives réalisées pendant 4 h, comme pour l'exemple présenté en Figure b, il est fréquent que la durée de chauffe ne suffise pas à la stabilisation de la température. Cependant, comme il a été vu précédemment, ceci n'affecte pas la possibilité d'estimer les flux.

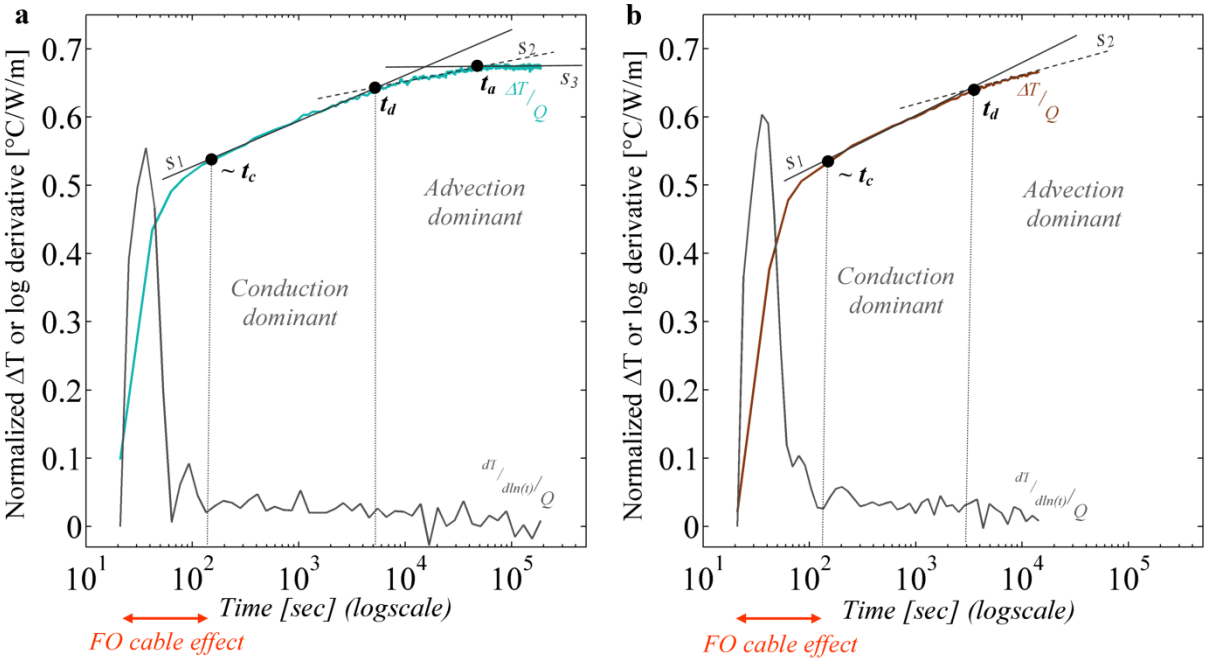


Figure 3-40. Cohérence des réponses thermiques mesurée et définition des différents régimes contrôlant l'évolution de la température. Exemples de réponses thermiques mesurées a. le long de la section F1-3 / F1-1, chauffée à 24.95 W/m en septembre 2019 (d = 205.92 m) ; b. le long de la section F1-2 / F1-1, chauffée à 30.13 W/m en avril 2018 (d = 214.6 m).

4.2. Variabilité de la réponse thermique

La Figure 3-41 s'intéresse aux résultats collectés le long du câble FO1 durant les expériences actives d'avril 2018. Ainsi, le profil des ΔT normalisés (traités et filtrés) mesurés au bout de 4 h de chauffe est présenté en Figure 3-41a. De manière générale, il apparaît que le profil est relativement peu variable dans l'espace avec une valeur moyenne de ΔT/Q égale à 0.659 °C et un écart-type de 0.012 °C. Pour une valeur de puissance de 20 W/m, cela reviendrait à mesurer un ΔT moyen de 13.18 °C avec un écart-type de 0.24 °C, ce qui est en effet relativement peu variable. Toutefois, en s'intéressant plus en détail à la réponse thermique mesurée en différents points, c'est-à-dire à l'évolution de la température durant la

période de chauffe, il est possible de mettre en évidence différents comportements, pouvant être associés à des variabilités spatiales de conductivité thermique et/ou de flux.

× Tout d'abord, il apparaît que des valeurs identiques de ΔT (t = 4 h) le long du profil (voir Figure a) peuvent impliquer des réponses thermiques similaires au cours du temps, comme c'est par exemple le cas pour les points b1 et b2, respectivement situés à 20.41 et 47.99 m du début de la section chauffée. En effet, comme le montre la Figure b, bien que situés à plus de 27 m l'un de l'autre, ces deux points de mesure enregistrent strictement la même élévation de température au cours du temps. La similarité entre ces deux réponses thermiques semble impliquer des valeurs de conductivité thermique et de flux similaires à ces deux endroits. Alors que l'évolution identique des deux courbes pour des temps $t < t_d$ est nécessairement due à des valeurs identiques de conductivité thermique, un doute sur la valeur de flux pourrait persister puisque la température de stabilisation n'est pas atteinte à la fin de l'expérience de chauffe. Toutefois, il n'en demeure pas moins que le régime advectif est atteint et présente un comportement similaire pour les deux courbes (t_d concordants et pentes s_2 identiques), ce qui tend à confirmer l'hypothèse de flux identiques au niveau de ces deux points de mesure.

× Au contraire, des points de mesure affichant la même valeur de ΔT (t = 4 h) peuvent présenter des réponses thermiques différentes au cours du temps, comme c'est le cas par exemple des points c1 et c2, respectivement situés à 23.97 et 56 m du début de la section chauffée (voir Figure a). Comme le montre la Figure c, malgré des valeurs de ΔT/Q identiques pour t = 4 h [0.658 °C/(W/m)], l'augmentation de température au cours du temps apparaît différente pour les deux courbes et les pentes distinctes observées pour des temps t > 50 sec indiquent une différence de conductivité thermique au niveau des deux points de mesure. Toutefois, cette différence semble a priori faible puisque les pentes restent malgré tout relativement proches.

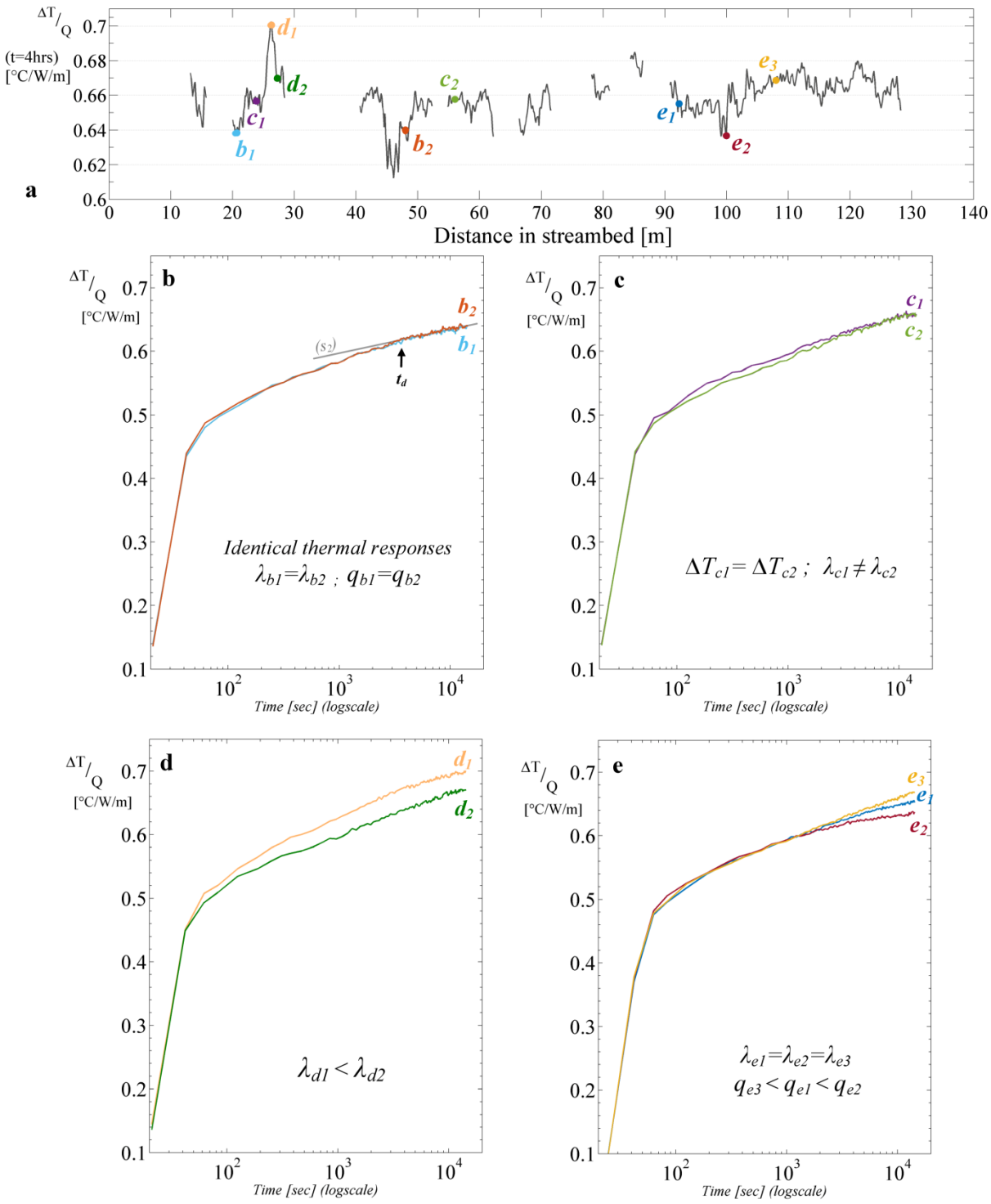


Figure 3-41. a. Distribution spatiale des ΔT normalisés (validés et filtrés) mesurée le long des sections chauffées du câble FO1. Le point 0 correspond à la position de la connectique F1-3. Les résultats présentés correspondent aux mesures actives réalisées en avril 2018 le long des sections F1-3 F1-2 (20.12 W/m) et F1-2 F1-1 (30.13 W/m) et à l'augmentation de température observée dans chacune de ces sections 4 h après le début de la chauffe. Les points correspondent aux points de mesure dont les évolutions temporelles sont présentées dans les Figures b-c-d-e. De chacune de ces figures peuvent être déduites des informations qualitatives sur la conductivité thermique des sédiments et/ou le flux.

× Dans certains cas, des points de mesure relativement proches dans l'espace présentent des différences importantes de valeurs de ΔT/Q. C'est le cas par exemple des points d1 et d2, situés respectivement à 26.13 et 27.15 m du début de la section chauffée (voir Figure a), pour lesquels les valeurs de $\Delta T/Q$ sont égales à 0.7 °C/(W/m) pour le point d1 et à 0.67 °C/(W/m) pour le point d2. Comme le montre la Figure d, cette différence est clairement due à un contraste net de conductivité thermique entre les deux points. L'élévation de température plus importante au niveau du point d1, dès le début du régime conductif, suggère une valeur de conductivité thermique $\lambda_{d1} < \lambda_{d2}$. Le fait que la différence de pente soit beaucoup plus marquée ici que pour les points c1 et c2 semble confirmer l'hypothèse que la différence de conductivité thermique entre ces deux points est relativement faible.

× Enfin, la variabilité spatiale de ΔT peut également être due à une variabilité des flux, ce qui peut être parfaitement illustré à partir des points e1, e2 et e3 (voir Figure a), dont les réponses thermiques sont présentées en Figure e. Il apparaît clairement que les évolutions de température mesurées au niveau de ces points présentent des comportements similaires pendant les 20 premières minutes de chauffe environ, ce qui suggère que les valeurs de conductivité thermique y sont égales, et donc que $\lambda_{e1} = \lambda_{e2} = \lambda_{e3}$. Pour des temps plus longs, les courbes se distinguent les unes des autres, suggérant des variations locales de flux et que $q_{e3} < q_{e1} < q_{e2}$.

5. Discussion et conclusion

Suite à l'acquisition des données sur le terrain, une phase de traitement s'avère indispensable au préalable à leur interprétation et à l'estimation des flux. Ce travail comprend deux grandes étapes que sont l'estimation de la significativité des mesures et le filtrage des données collectées.

La première étape, qui repose sur l'application de la méthode des dérivées, permet de discuter la significativité des mesures et de vérifier que les variabilités spatiales de température enregistrées le long des sections chauffées ont une portée plus grande que la résolution spatiale des mesures. Cette condition sine qua non pour valider les mesures assure que les mesures de température sont pleinement représentatives de la température effective du milieu. De manière générale, les profils de données validées concordent parfaitement avec la nature locale du lit de la rivière.

En amont du tronçon, où le lit est particulièrement hétérogène et présente notamment de gros blocs, les données validées sont plus dispersées. Dans cette partie, l'application de la

méthode a permis de mieux définir les limites des sections non enfouies, notamment pour les données collectées le long du câble FO1, et leurs répercussions sur les données latérales. Elle a également conduit, et notamment pour les données collectées le long du câble FO2, à mettre en évidence les variabilités locales de température mesurées durant les mesures actives. Ces variabilités pourraient être interprétées comme des irrégularités dans l'enfouissement du câble (de toutes petites portions de câbles non enfouies) ou comme de véritables variabilités locales de propriétés thermiques ou de flux induits par l'hétérogénéité du lit de la rivière. Dans tous les cas, ces variabilités s'observent à une échelle trop locale pour être pleinement caractérisées par les mesures DTS, et les données associées doivent être retirées avant l'interprétation des données. Au contraire, dans la partie la plus aval, où le câble FO1 a été installé dans des sédiments sableux plus homogènes, les variabilités spatiales sont rarement à une échelle inférieure à la résolution spatiale. Ainsi, peu de données sont à retirer du jeu de données.

L'application de la méthode des dérivées sur les mesures acquises au cours des différentes semaines expérimentales a permis de montrer que les résultats en matière de significativité des mesures étaient relativement similaires d'une semaine à l'autre (sauf exceptions très locales). L'installation du câble semble donc pérenne et les données semblent également montrer qu'il y a peu d'évolutions concernant les zones enfouies ou non enfouies.

Dans un second temps, il s'est avéré que les variations journalières de température de la rivière avaient un fort impact sur les variations de température enregistrées le long des sections chauffées pendant les expériences actives. Ce phénomène, exacerbé par des flux descendants, nécessite de filtrer les données avant leur interprétation afin d'en extraire les variations uniquement induites par le test de chauffe. La difficulté ici repose sur le fait que trois inconnues contrôlent la propagation de la chaleur dans les sédiments rendant difficile l'utilisation d'un modèle théorique. La méthode proposée ici s'appuie donc sur des données in situ et consiste à identifier un point de référence dans une section enfouie et non chauffée pour chaque point de mesure situé le long des sections chauffées. Cette approche a conduit à des résultats cohérents sur l'ensemble des données collectées au cours des différentes semaines expérimentales, ce qui a permis de la valider. Toutefois, cette étape nécessaire implique une augmentation de l'incertitude sur les mesures de température, et donc indirectement de l'incertitude sur les flux estimés, d'autant plus que l'erreur associée au filtrage des données n'est pas quantifiable. De plus, certaines données n'ont pas pu être

filtrées, faute de pouvoir identifier un point de référence cohérent dans les sections de référence, et ont donc été retirées des données à analyser.

Toutefois, la qualité du filtrage des données peut être évaluée par une analyse qualitative des résultats. Cette étape a permis de montrer la cohérence et la qualité des résultats, du fait notamment que les différents régimes thermiques contrôlant les élévations de température sont facilement identifiables. Enfin, malgré des résultats semblant peu variables dans l'espace, la simple analyse qualitative des différentes réponses thermiques permet de mettre en évidence différents comportements laissant présager une certaine variabilité spatiale de la conductivité thermique des sédiments et des flux d'eau.

Chapitre 4 – ***Interprétation des résultats : cohérence et incertitude des estimations***

Suite au travail de traitement des données de température, ce chapitre sera consacré à l'interprétation des résultats des mesures actives. Au vu du nombre conséquent de données à traiter, cette étape a été réalisée de manière semi-automatique. Plusieurs routines, développées sous MatLab®, ont ainsi permis d'estimer les valeurs de conductivité thermique et de flux pour chaque point de mesure le long des sections chauffées et pour chaque expérience active. Ainsi, la première partie de ce chapitre sera consacrée à l'automatisation de l'interprétation des données. Il s'agira alors de décrire l'approche développée pour analyser les données de manière semi-automatique et de vérifier et discuter la cohérence de ces estimations. Ensuite, dans la seconde partie, nous nous attarderons sur la question de l'incertitude des estimations, induite notamment par le bruit des données de température, ce qui conduira à discuter de la reproductibilité des mesures et des estimations en lien avec ce bruit.

.

1. Interprétation semi-automatique des résultats

1.1. Principe et méthode d'interprétation

Au vu du nombre conséquent de données collectées lors des semaines expérimentales (4 semaines expérimentales et près de 300 m de sections chauffées), une interprétation semi-automatique de celles-ci a été effectuée à partir de différentes routines développées sous MatLab®. Notons que ces mêmes routines ont été utilisées pour traiter les données de Kerrien, dont les résultats ont été présentés précédemment. Les routines MatLab® conduisant à l'interprétation des mesures actives sont basées sur trois grandes étapes, dont le principe général sera présenté brièvement dans cette section.

1.1.1. Étape 1 : estimation de la période de référence

Tout d'abord, la première étape consiste à définir manuellement la période de référence à partir de laquelle la valeur de conductivité thermique va être estimée. En effet, l'estimation de ce paramètre nécessite au préalable l'estimation de la période de conduction dominante. Or, la définition de cette période est difficile à automatiser à cause du bruit des données de température et du fait que sa durée varie selon la conductivité thermique et du flux. Dans le cas de données acquises dans la Sélune, il n'y a, a priori, pas d'écoulements assez importants pour induire une stabilisation directe de la température sans période de conduction dominante bien définie. Au contraire, le régime conductif est toujours bien établi. Ainsi, comme le montre la Figure 3-42, il est possible de définir une période de référence durant laquelle l'élévation de température est contrôlée par le régime conductif, et ce quel que soit le point de mesure le long de la section chauffée. Cette période peut être définie à partir des points où les valeurs de ΔT enregistrées en fin de périodes actives sont les plus faibles. Ces points sont généralement associés aux flux les plus élevés et par conséquent aux durées de conduction dominante les plus courtes. Cet intervalle de référence peut varier d'une expérience à l'autre en fonction de la section chauffée. Le début de l'intervalle varie également en fonction du début de l'injection d'électricité par rapport au cycle de mesure de l'unité DTS. En effet, il est difficile de faire exactement concorder le début de l'expérience active avec le début d'un cycle de mesure de température (20 sec). Le début de la chauffe peut avoir lieu au milieu ou à la fin d'un cycle de mesure de température, ce qui peut créer un très léger décalage concernant le début de la période de référence.

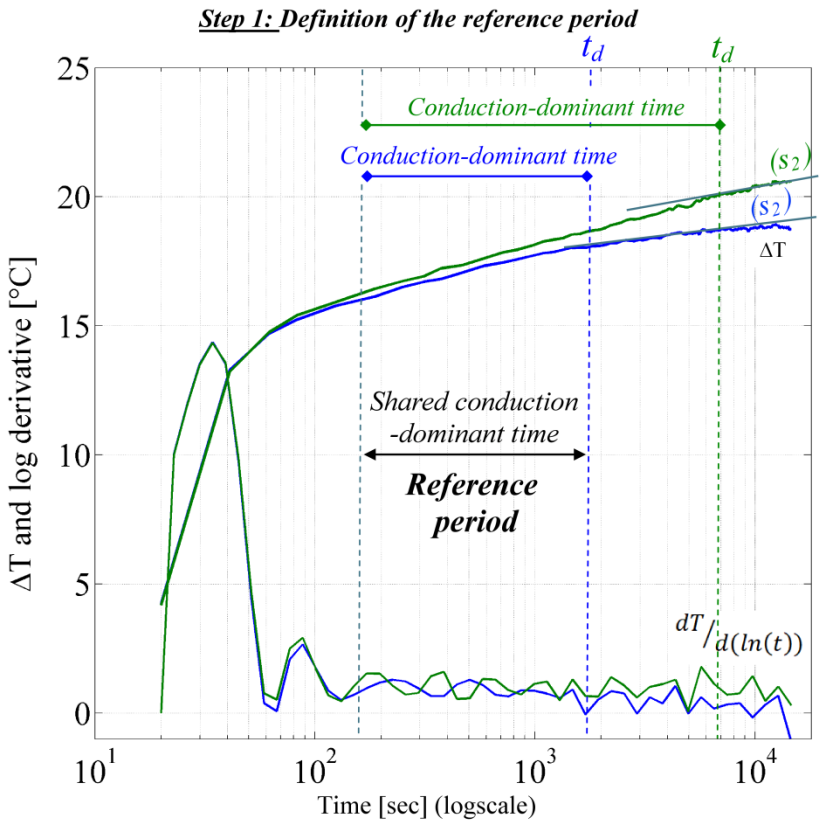


Figure 3-42. Étape 1 du traitement semi-automatique des données : définition de la période de référence ; exemples d'application pour des données collectées le long de la section F1-2 / F1-1 chauffée à 30.13 W/m en avril 2018.

1.1.2. Étape 2 : estimation semi-automatique de la conductivité thermique

La seconde étape de traitement conduit à l'estimation de la valeur de la conductivité thermique pour chaque point de mesure situé le long des sections chauffées. Le principe est basé sur la méthode présentée par Simon et al. (Submitted) [voir le chapitre 3 de la partie 1], qui a seulement été automatisée pour les applications sur la Sélune et sur Kerrien. La Figure 3-43 présente le principe général de cette étape à travers deux applications sur des réponses thermiques ayant des comportements différents aux temps longs.

Ainsi, le modèle analytique MILS est utilisé pour simuler l'ensemble des élévations de température attendues pour une puissance donnée, pour une valeur de flux nulle (q=0 m/s) et en faisant varier la valeur de la conductivité thermique entre 0,8 et 4 W/m/K. Ensuite, pour chaque point de mesure expérimental (et donc chaque réponse thermique), l'algorithme compare ces courbes théoriques (MILS q=0) à l'élévation de température mesurée durant la période de référence définie précédemment. Cela conduit à définir la valeur optimale de conductivité thermique permettant de reproduire au mieux l'augmentation de température au cours de cette période. Le calcul est reproduit pour chaque réponse thermique ce qui permet

d'obtenir la valeur de conductivité thermique de manière automatique tout au long de la section chauffée. Notons que la valeur optimale de ΔT_{FO} a également été calculée de manière automatique pour chaque expérience active et définie telle que ΔT_{FO}=0.4018.Q.

En parallèle de cette approche, la valeur de la conductivité thermique a également été estimée graphiquement à partir du calcul de la pente s de l'augmentation de température observée durant la période de référence (s=Q/(4λπ)). Une routine MatLab® peut être utilisée pour calculer de manière semi-automatique la pente pour chaque réponse thermique à analyser et donc pour estimer directement la conductivité thermique pour chaque courbe associée. Cette approche complémentaire à la première permet de confirmer les résultats obtenus avec le modèle MILS et notamment la valeur de ΔT_{FO}, puisque cette seconde approche est complètement indépendante de cette valeur.

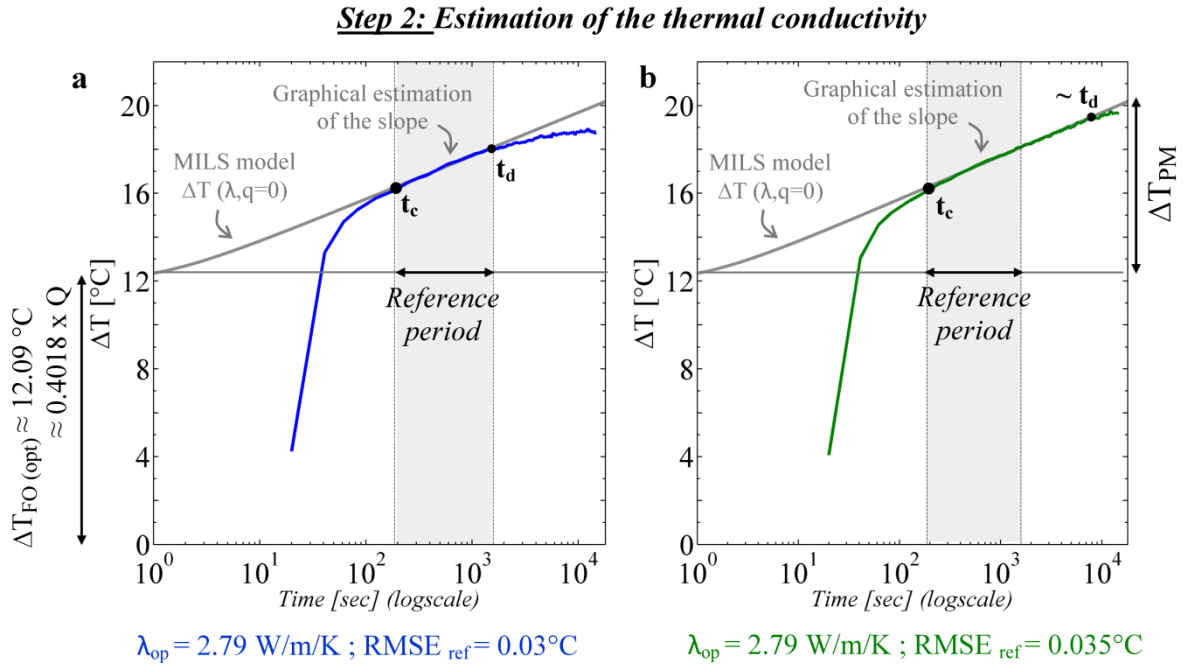


Figure 3-43. Étape 2 du traitement semi-automatique des données : application d'une routine développée sous MatLab® permettant l'estimation de la conductivité thermique pour chaque point de mesure situé le long des sections chauffées ; les Figures a et b présentent deux exemples d'application pour des données collectées le long de la section F1-2 / F1-1 chauffée à 30.13 W/m en avril 2018.

Pour chaque exemple présenté en Figure 3-43, la courbe grise présente la courbe théorique (basée sur le modèle analytique MILS q=0) permettant de reproduire au mieux l'élévation de température mesurée durant la période de référence. Pour cette période, la RMSE calculée entre la courbe théorique optimale et la courbe expérimentale est d'environ 0.03°C, ce qui est représentatif de l'ensemble des résultats. La conductivité thermique estimée est identique pour les deux points de mesure (2.79 W/m/K) malgré un comportement différent

aux temps longs, ce qui présage des valeurs de flux différentes. Notons également que pour le second exemple (Figure b), la durée de la période de conduction dominante est plus longue que la période de référence mais que cette dernière prévaut pour l'estimation de la conductivité thermique. Enfin, les pentes estimées graphiquement (0.859 °C/s pour l'exemple a et 0.862 °C/s pour l'exemple b) permettent d'estimer les valeurs de conductivité thermique à respectivement 2.79 et 2.78 W/m/K, ce qui est cohérent par rapport à l'utilisation du modèle MILS et permet de valider la valeur de ΔT_{FO}.

1.1.3. Étape 3 : estimation semi-automatique du flux d'eau

Enfin, une fois la valeur de conductivité thermique évaluée, le modèle analytique MILS peut être utilisé pour définir la valeur du flux d'eau, comme détaillé dans Simon et al. (Submitted). La routine développée sous MatLab® permet l'application de la méthode pour chaque réponse thermique mesurée, la valeur optimale de flux étant définie comme la valeur permettant de reproduire au mieux l'augmentation de température sur toute la durée de l'expérience de chauffe (RMSE calculée pour les temps $t > t_c$). L'estimation des flux se fait en deux étapes : une première estimation en faisant varier les valeurs de q entre 0 et $1x10^{-4}$ m/s (100 valeurs avec une répartition logarithmique sur cet intervalle) puis une estimation plus précise en ajustant et réduisant l'intervalle considéré en fonction du premier résultat (300 valeurs avec une répartition logarithmique dans l'intervalle réduit).

Suite à l'estimation de la conductivité thermique en Figure 3-43, la Figure 3-44 présente les résultats de l'estimation des flux pour ces deux mêmes points de mesure. L'algorithme estime la valeur optimale de q permettant de mieux reproduire l'élévation de température pour des temps $t > t_c$ (courbes grises). Les résultats du modèle sont satisfaisants : les courbes d'élévation sont bien reproduites avec des RMSE associées environ égales à 0.05°C. Les valeurs de flux estimées, respectivement égales à $1.72x10^{-5}$ et $7x10^{-6}$ m/s pour les exemples a et b, sont cohérentes avec la forme de l'augmentation de température (avec un ΔT plus important pour une valeur de flux plus faible).

À noter que l'estimation des flux par la détermination graphique des temps caractéristiques (Simon et al., Submitted) n'a été faite que pour quelques points de mesure ponctuels dans le but de confirmer des résultats obtenus avec le modèle analytique. Toutefois, aucune méthode semi-automatique basée sur cette approche n'a été développée, car difficile à mettre en place d'autant plus que seul le temps t_d peut être défini dans la plupart des cas. Ainsi, les estimations basées sur l'une ou l'autre méthode ne peuvent pas être comparées pour

l'ensemble des points de mesure. Ici, l'estimation du temps t_d a permis d'estimer les flux à $1.62x10^{-5}$ m/s pour l'exemple a, soit une différence 5.8% par rapport à la méthode analytique automatisée. Pour l'exemple b, le point t_d est plus difficile à déterminer précisément, du fait du changement plus doux de pente, ce qui conduit à estimer la valeur de flux entre $5.63x10^{-6}$ et $8.02x10^{-6}$ m/s.

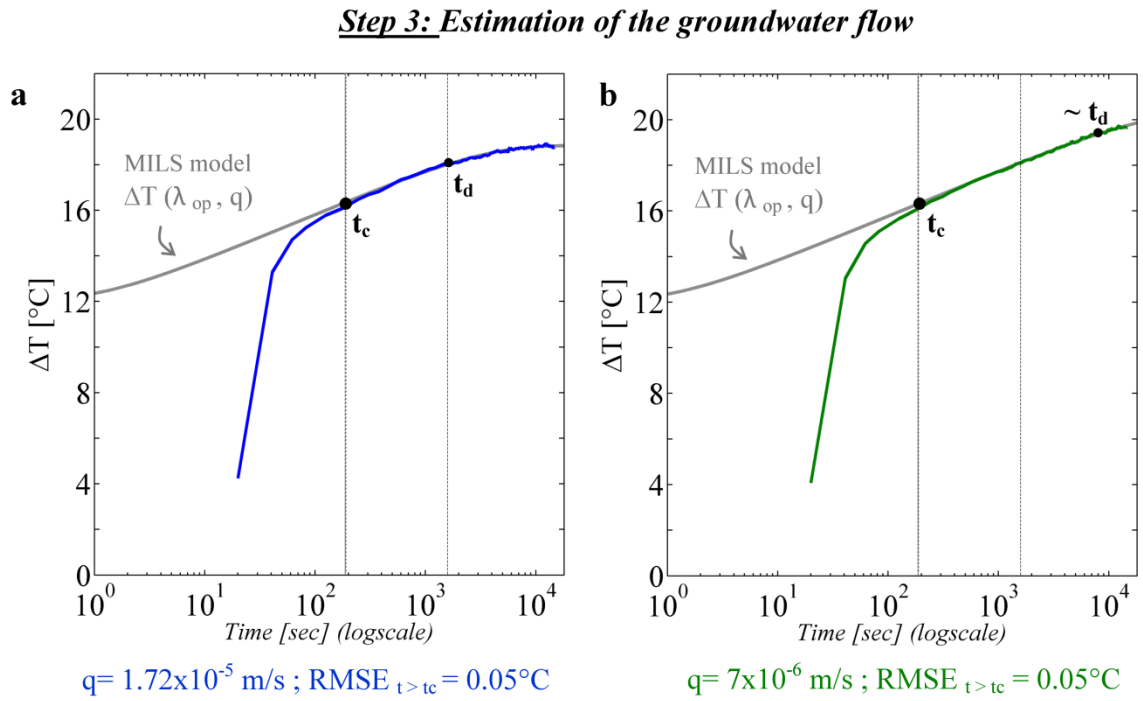


Figure 3-44. Étape 3 du traitement semi-automatique des données : application d'une routine développée sous MatLab® permettant l'estimation du flux pour chaque point de mesure situé le long des sections chauffées ; les Figures a et b présentent deux exemples d'application pour des données collectées le long de la section F1-2 / F1-1 chauffée à 30.13 W/m en avril 2018.

1.2. Automatisation de l'interprétation : cohérence des estimations

Comme évoqué dans la section 4.2, la simple analyse qualitative des différentes réponses thermiques observées pouvait conduire à mettre en évidence des variabilités spatiales en matière de conductivité thermique et de flux d'eau. Ainsi, l'estimation semi-automatique des valeurs de conductivité thermique et de flux estimées pour chaque réponse thermique mesuré le long des sections chauffées doit elle aussi rendre compte de cette variabilité. Cela doit permettre de vérifier la cohérence des estimations en accord avec la variabilité des réponses thermiques observées lors des mesures. Dans ce contexte, les Figures 3-45 et 3-46 s'attachent à rendre compte de la cohérence des estimations.

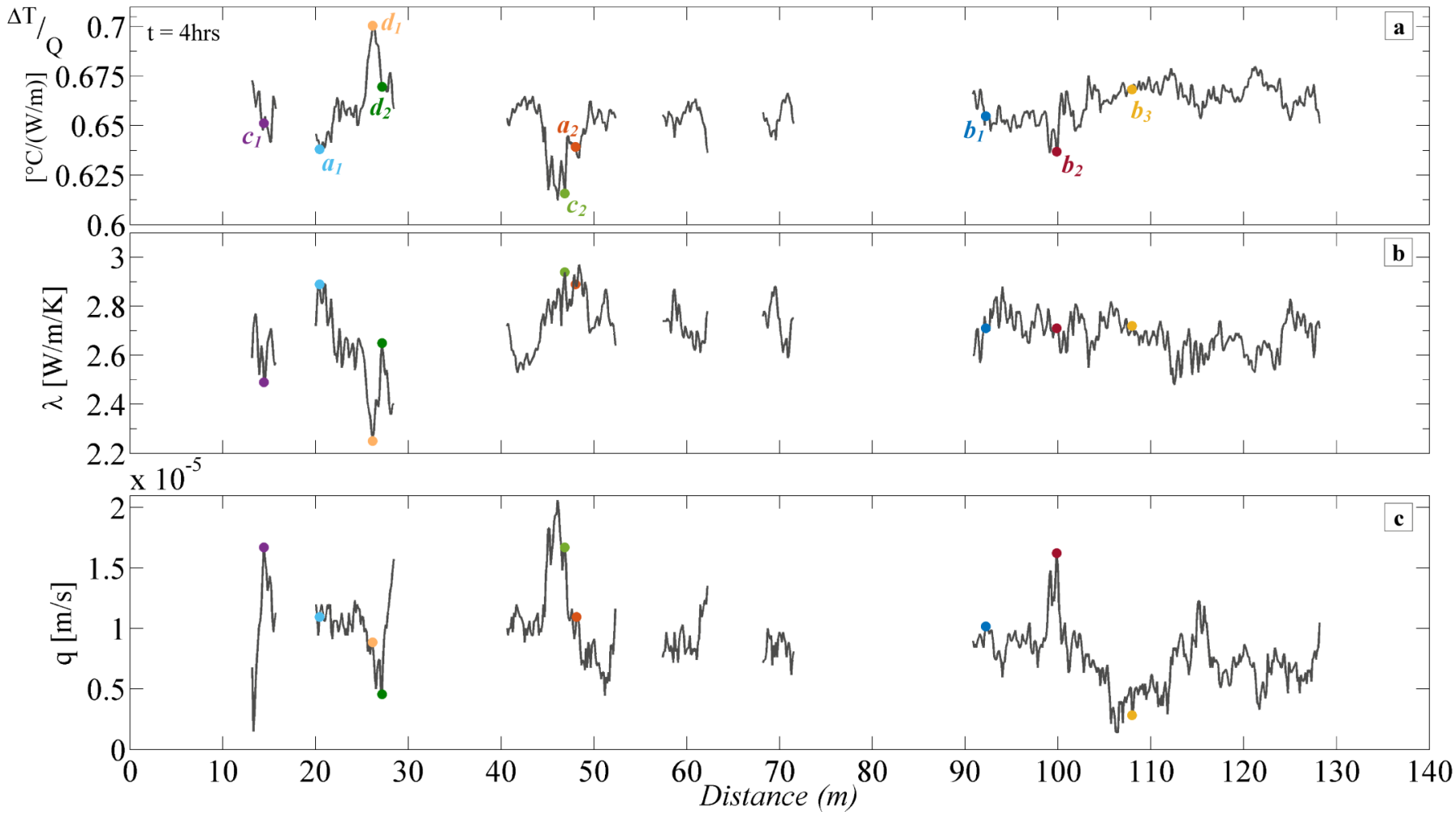


Figure 3-45. a. Profil de ΔT normalisés (validés et filtrés) obtenu 4 h après le début des expériences actives réalisées le long des sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1, respectivement chauffées à 20.12 W/m et 30.13 W/m en avril 2018. L'automatisation de l'interprétation des données a permis, pour chaque point de mesure situé le long de ces sections chauffées, d'estimer b. la valeur de conductivité thermique et c. la valeur du flux. Les différents points marqués sur chaque profil correspondent aux résultats détaillés dans cette sous-partie et notamment dans la Figure 3-46.

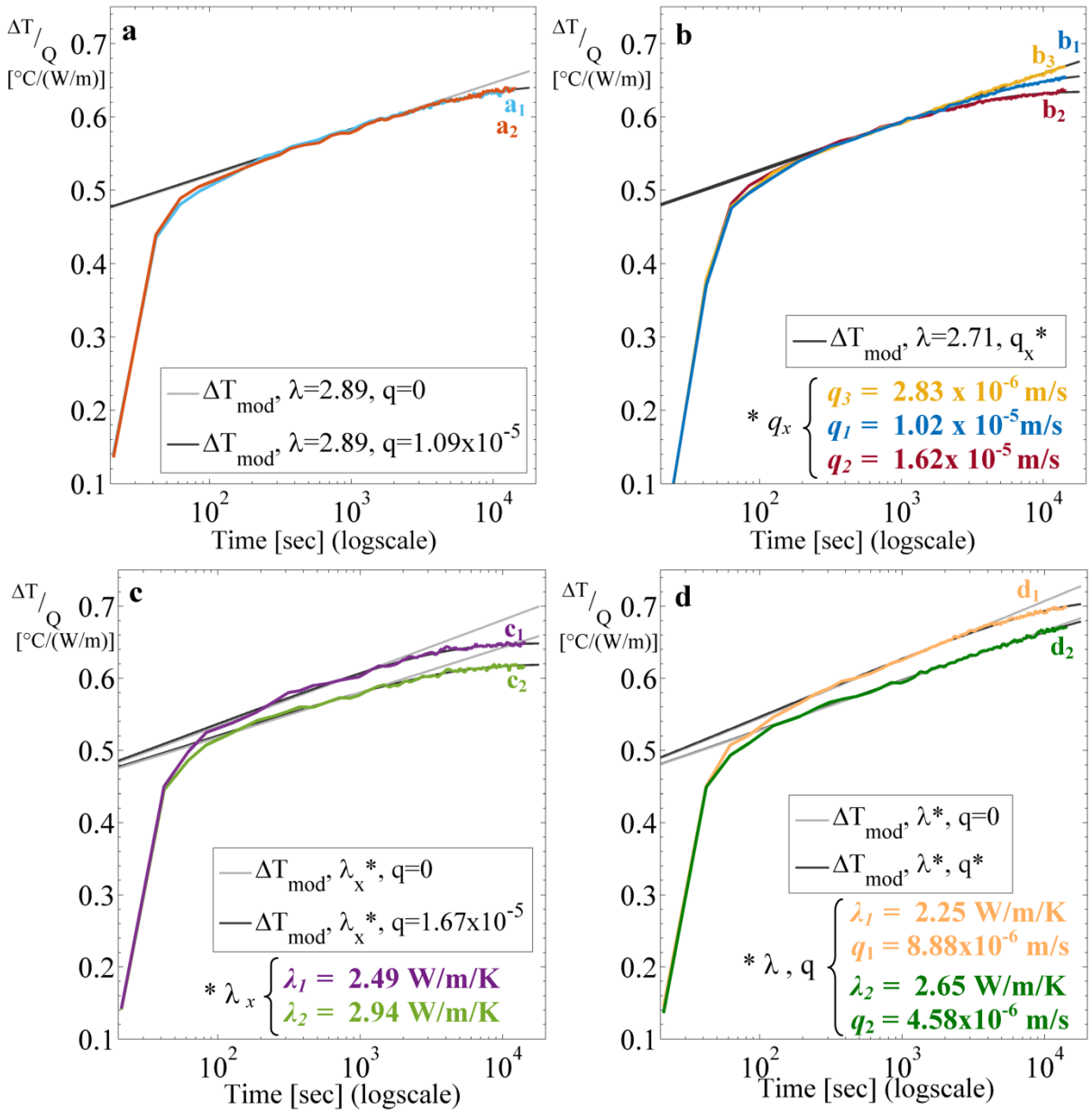


Figure 3-46. Vérification de la pertinence des estimations de conductivité thermique et de flux : la cohérence entre la forme de la réponse thermique et les résultats de l'interprétation semi-automatique est discutée à partir des différents exemples présentés dans les Figures a-b-c-d. Les différents points explicités dans ces exemples sont à associer aux profils présentés en Figure 3-45.

La Figure 3-45 présente les résultats de l'estimation des valeurs de conductivité thermique (Figure b) et de flux (Figure c) associés à l'interprétation des mesures actives réalisées le long du câble de FO1 (Figure a). Les valeurs estimées et la variabilité des résultats seront discutées dans le chapitre 5. Pour le moment, il s'agit seulement d'évaluer la pertinence de ces estimations. Pour cela, intéressons-nous à quelques exemples de résultats obtenus le long de ces profils.

× Tout d'abord, l'interprétation des points de mesure a_1 et a_2, respectivement situés à 20.41 et 48 m et présentant des valeurs de $\Delta T/Q$ à t=4 h identiques ($\approx$ 0.639 °C/(W/m)), conduit à l'estimation d'une même valeur de conductivité thermique (2.89 W/m/K) et de flux ($1.09x10^{-5}$ m/s) comme le montre la Figure 3-45. Ceci est tout à fait cohérent avec les réponses thermiques mesurées au niveau de ces deux points de mesure comme le montre la Figure 3-46a. Ces résultats confirment que deux réponses thermiques identiques seront donc interprétées de manière similaire par l'algorithme.

× Intéressons-nous ensuite aux résultats associés aux points de mesure b_1, b_2 et b_3, respectivement situés à 92.22, 99.85 et 108 m (Figure 3-45a) le long du profil. Il apparaît que l'analyse des réponses thermiques conduit à estimer une même valeur de conductivité thermique (2.71 W/m/K) pour ces trois points (Figure 3-45b) mais des valeurs de flux différentes (Figure 3-45c), respectivement égales à $1.02x10^{-5}$, $1.62x10^{-5}$ et $2.83x10^{-5}$ m/s. Une nouvelle fois, ce résultat est parfaitement cohérent avec les réponses thermiques observées pour ces différents points comme le montre la Figure 3-46b. En effet, l'augmentation similaire de température observée dans les trois cas pour les 30 premières minutes de chauffe implique une même valeur de conductivité, tandis que la divergence des comportements aux temps longs suggère des différences de flux avec $q_3<q_1<q_2$. L'interprétation automatique des données est donc cohérente avec ces différents constats : elle permet de reproduire l'augmentation de température associée à chaque point et reflète les variabilités de flux associés.

× De même, l'interprétation des résultats permet de mettre en évidence des variabilités spatiales de conductivité thermique. C'est le cas par exemple pour les points c1 et c2, situés respectivement à 14.44 et 46.85 m (Figure 3-45a) le long du profil, pour lesquels l'interprétation conduit à estimer une même valeur de flux ($1.67x10^{-5}$ m/s) mais des valeurs différentes de conductivité thermique (2.49 et 2.94 W/m/K respectivement). Comme le montre la Figure 3-46c, ce résultat est cohérent avec les réponses thermiques associées à ces deux points de mesure, qui présentent une nette différence de comportement quasiment dès le début de la période chauffée.

× Enfin, pour les points d_1 et d_2, déjà présentés lors de l'analyse qualitative (voir Figures 3-41a et 3-41d), l'analyse quantitative des résultats (Figures 3-45 et 3-46d) permet de confirmer que $\lambda_{d1} < \lambda_{d2}$, avec λ_{d1} et λ_{d2} respectivement égaux à 2.25 et 2.65 W/m/K. Contrairement aux points c_1 et c_2, ces points présentent également une différente assez nette de flux, avec q_{d1} et q_{d2} respectivement estimés à $8.88x10^{-6}$ et $4.58x10^{-6}$ m/s, ce qui suggère

l'existence d'une certaine variabilité des échanges à petite échelle, les points d_1 et d_2 étant séparés d'un mètre.

Finalement, l'interprétation automatique des données semble cohérente avec les formes et les variabilités des réponses thermiques observées le long des sections chauffées. Les estimations reflètent bien les similitudes ou au contraire les variations de conductivité thermique et de flux suggérées par l'analyse qualitative des courbes d'évolution température. En parallèle, pour chaque expérience active, les méthodes d'interprétation, basées sur le modèle MILS ou sur l'estimation des temps caractéristiques, ont été appliquées individuellement pour certains points de mesure, ce qui a permis de vérifier les résultats distribués. Enfin, les valeurs de conductivité thermique estimées à partir du modèle analytique MILS ont également été comparées aux estimations établies à partir de l'approche graphique, basée sur le calcul des pentes durant la période de référence. Les résultats sont globalement similaires dans les deux cas, même si l'incertitude est plus grande avec la seconde méthode car celle-ci est plus sensible aux bruits des données de température. L'application et la comparaison avec les résultats de la Figure 3-45b sont présentées en Annexe 9.

1.3. Corrélation entre les différentes grandeurs

Suite à l'interprétation des résultats et comme le montre la Figure 3-47, il est possible de s'intéresser aux liens ou corrélations pouvant exister entre la valeur de $\Delta T/Q$ à la fin de la période de chauffe et les grandeurs λ et q estimées par le modèle. La Figure reprend les résultats détaillés dans la sous-partie précédente (ch.4 - 1.2 ; Figures 3-45 et 3-46).

Tout d'abord, les résultats expérimentaux montrent nettement que la valeur de $\Delta T/Q$ diminue avec l'augmentation de λ (Figure a) et avec l'augmentation de q (Figure b), ce qui permet clairement d'établir une corrélation entre $\Delta T/Q$ et λ d'une part et $\Delta T/Q$ et q d'autre part. Ces résultats expérimentaux sont tout à fait cohérents avec les relations existantes entre ces différentes grandeurs établies par Simon et al. (Submitted) (Voir Partie 1, Chapitre 3). Même s'il semble qu'une relation linéaire négative puisse être établie entre $\Delta T/Q$ et λ (R^2=0.53), il faut garder à l'esprit que cette approximation est possible uniquement car la gamme des conductivités thermiques estimées dans ce cas est relativement restreinte (entre 2.2 et 3 W/m/K). Pour une gamme plus large, une relation non-linéaire négative est normalement attendue. Il en est de même pour la relation linéaire négative qui semble s'établir entre $\Delta T/Q$ et q (R^2=0.43), puisqu'il a été montré que la relation entre ces deux

paramètres était linéaire uniquement dans une gamme restreinte de q. Dans les deux cas, notons que les résultats restent tout de même relativement dispersés.

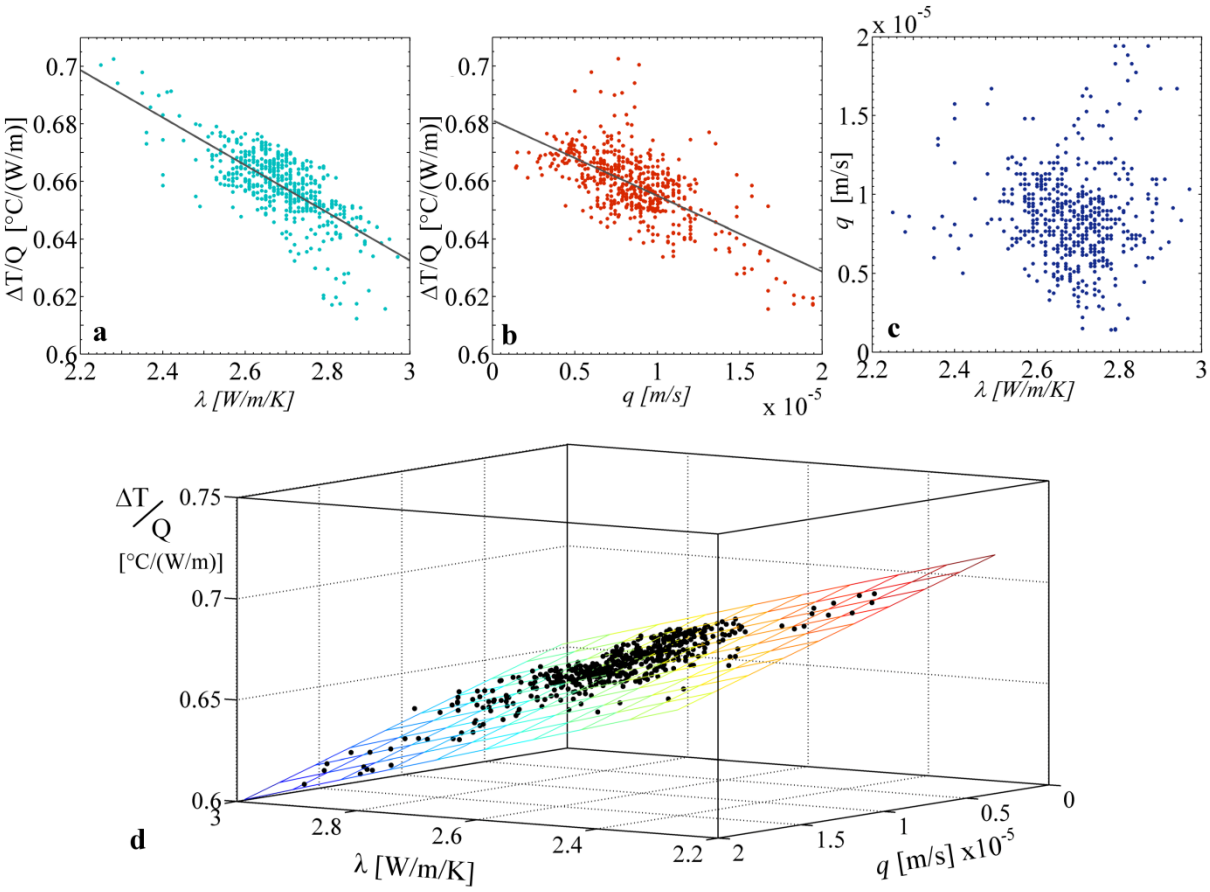


Figure 3-47. Relations entre les grandeurs $\Delta T/Q$, λ et q établies suite à l'estimation des valeurs de conductivité thermique et de flux le long des sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1 respectivement chauffées à 20.12 W/m et 30.13 W/m en avril 2018 : a. évolution de $\Delta T/Q$ en fonction de λ ; b. évolution de $\Delta T/Q$ en fonction de q ; c. évolution de q en fonction de λ ; d. représentation 3D de la valeur de $\Delta T/Q$ en fonction de λ et q.

Ensuite, la Figure c montre qu'aucune relation ne semble exister entre la valeur de λ et celle de q. Ce résultat permet tout d'abord de discuter la cohérence des résultats de l'interprétation. La qualité des estimations dépend directement du choix de la période de référence, c'est-à-dire de l'intervalle de temps défini pour estimer la valeur de la conductivité thermique (régime de conduction pour l'ensemble des points de mesure). En effet, si l'intervalle choisi est trop large, la valeur de conductivité thermique estimée sera corrélée à la valeur du flux. L'absence de relation entre les deux paramètres semble donc conforter la qualité des estimations. De plus, cela informe également sur les processus contrôlant les écoulements. Ainsi, les variabilités de propriétés thermiques, qui pourraient être induites par des variations de la nature des sédiments du lit de la rivière, ne semblent donc pas influencer la répartition et l'intensité des écoulements vers la nappe.

Enfin, la Figure d montre une représentation 3D de la valeur de $\Delta T/Q$ en fonction de λ et q. Malgré la dispersivité apparente observée dans les Figures a et b, il apparaît que l'ensemble des points expérimentaux s'alignent sur un plan moyen, ce qui confirme d'autant plus la cohérence des estimations.

2. Bruit et incertitude : Significativité des estimations

2.1. Bruit dans les mesures de température : effet sur l'interprétation des données

Lors de l'interprétation des données, les valeurs des grandeurs estimées sont définies à partir des valeurs optimales de λ et de q permettant de reproduire au mieux les augmentations de température observées en chaque point de mesure[2]. Or, ces valeurs optimales ne prennent pas en compte le bruit dans les données de température, lequel peut induire une incertitude sur la valeur de différence de température mesurée et donc une erreur sur l'estimation de l'un ou l'autre des paramètres. La question est donc de savoir comment considérer ce bruit dans l'interprétation et quelle est l'incertitude associée lors de l'estimation de la conductivité thermique et du flux.

L'effet du bruit se remarque tout particulièrement lorsqu'on regarde l'évolution de la RMSE calculée en fonction des valeurs de λ et q testées à chaque étape de l'interprétation. Même si l'interprétation vise à déterminer la valeur optimale de chaque paramètre, et donc la plus faible valeur de RMSE, il s'avère que les courbes RMSE = f(λ) et RMSE = f(q) tendent à définir des gammes de λ et de q cohérentes (pour lesquelles les valeurs de RMSE restent relativement faibles et proches), plutôt qu'une unique valeur. Et cette gamme est directement liée au bruit des données de température.

[2]Rappelons ici que pour chaque réponse thermique mesurée, la conductivité thermique est estimée en calculant la RMSE entre 1) l'augmentation de température mesurée lors de la période de conduction dominante et 2) les différentes courbes théoriques d'augmentation de température, modélisées à partir du modèle analytique MILS en considérant q=0 m/s et en faisant varier λ sur une gamme cohérente de valeurs (typiquement entre 1.1 et 4 W/m/K). Une fois la conductivité thermique définie, la vitesse de flux peut être estimée en calculant la RMSE entre 1) l'augmentation de température mesurée pour tous les temps $t > t_c$ et 2) les différentes courbes théoriques d'augmentation de température, modélisées à partir du modèle analytique MILS en considérant la valeur de λ établie précédemment et en faisant varier la gamme des vitesses considérées.

[2] Le débit par unité de largeur est désigné ici par la lettre q_u.

2.1.1. Effet du bruit sur l'estimation de λ

L'effet du bruit des données de température sur l'estimation de la conductivité thermique est illustré par l'exemple présenté en Figure 3-48. Alors que la routine d'interprétation conduit à estimer une valeur de conductivité thermique égale à 2.71 W/m/K dans cet exemple (Figure a), il apparaît nettement que le bruit des données de température (0.08 °C) a une répercussion sur l'estimation de ce paramètre comme le montre la Figure b. En effet, il s'avère que l'augmentation de température durant la période de référence peut tout à fait être modélisée en considérant une gamme de conductivités thermiques allant de 2.67 à 2.75 W/m/K, avec des valeurs de RMSE associées inférieures à 0.06 °C.

Ainsi, pour un bruit de l'ordre de 0.08 °C, comme fréquemment rencontré dans les données acquises lors des expériences sur la Sélune, l'incertitude associée lors de l'estimation de la conductivité thermique peut être évaluée à ± 0.04 W/m/K par rapport à la valeur optimale. On fera ici l'hypothèse que cette incertitude est la même quelle que soit la valeur de λ dans la mesure où les valeurs de conductivité thermique rencontrées dans cette application sont dans une gamme restreinte et intermédiaire, la relation entre ΔT et $\underline{\lambda}$ n'étant plus nécessairement linéaire lorsque λ tend vers des valeurs plus faibles (0.9 W/m/K) ou plus fortes (> 3.5 W/m/K).

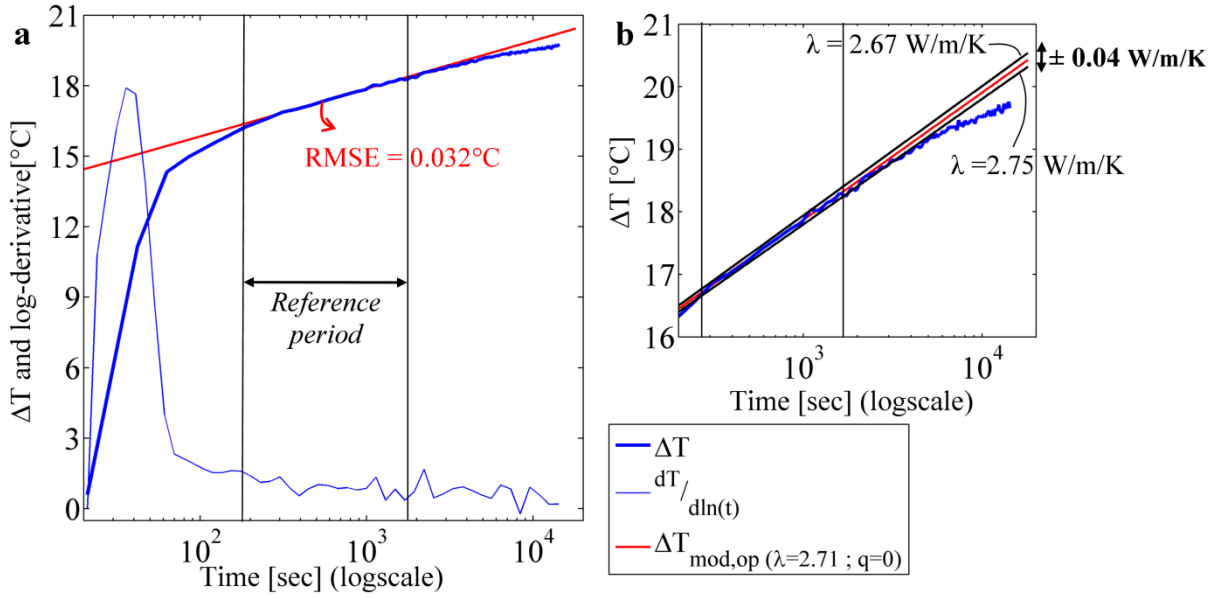


Figure 3-48. a. Exemple d'interprétation d'une courbe d'élévation de température : la routine a conduit ici à déterminer la valeur optimale de λ (2.71 W/m/K) permettant de reproduire au mieux, à partir de la solution analytique MILS considérant q=0 (courbe rouge), l'augmentation de température mesurée en un point de la section F1-2 / F1-1 chauffée à 30 W/m en avril 2018 (courbe bleue épaisse) durant la période de référence. b. Le bruit sur les données de température (≈0.08 °C) induit une incertitude sur l'estimation de la conductivité thermique estimée à ± 0.04 W/m/K par rapport à la valeur optimale de λ.

2.1.2. Effet du bruit sur l'estimation de q

Comme pour la conductivité thermique, le bruit des données de température induit une incertitude sur l'estimation du flux, qui peut conduire à déterminer une gamme de flux plutôt qu'une valeur unique. Ceci est illustré par l'exemple présenté en Figure 3-49. La routine d'interprétation conduit à estimer la valeur optimale de q (8.43×10^{-6} m/s) permettant de reproduire au mieux l'augmentation de température mesurée sur le terrain (avec une RMSE égale à ≈0.04 °C pour tous $t > t_c$) comme le montre la Figure a. Toutefois, l'existence d'un bruit dans les données de température conduit à définir l'intervalle de flux [q_{min} q_{max}] au sein duquel chaque valeur de q permet de reproduire correctement l'élévation de température mesurée en utilisant le modèle analytique MILS, comme le montre la Figure b. Ainsi, la gamme de flux estimés ici, qui dépend directement du bruit des données, est comprise entre 7.44×10^{-6} et 8.97×10^{-6} m/s. L'écart entre la borne inférieure (q_{min}) et la valeur optimale q_{op} est nécessairement plus grand que celui entre la borne supérieure et q_{op}, ce qui est logique compte tenu de la relation existante entre q et ΔT.

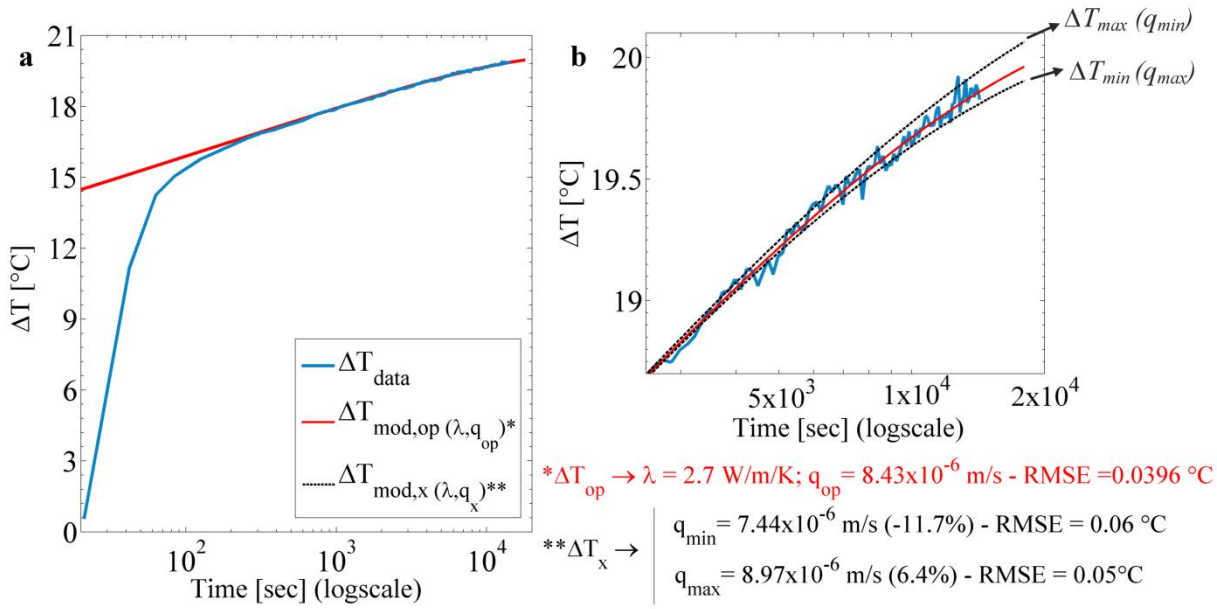


Figure 3-49. a. Exemple d'interprétation d'une courbe d'élévation de température : une fois la valeur de λ fixée (ici 2.7 W/m/K), la routine a conduit ici à déterminer la valeur optimale de q (8.43×10^{-6} m/s) permettant de reproduire au mieux, à partir de la solution analytique MILS (courbe rouge), l'augmentation de température mesurée en un point de la section F1-2 / F1-1 chauffée à 30 W/m en avril 2018 (courbe bleue épaisse) pour tous $t > t_c$. b. Le bruit sur les données de température (≈0.08 °C) induit une incertitude sur l'estimation de la conductivité thermique estimée à ± 0.04 W/m/K par rapport à la valeur optimale de λ.

Contrairement à la conductivité thermique, pour une valeur de bruit donnée (ou pour une erreur de mesure fixe), l'incertitude associée à l'estimation de flux est dépendante de la valeur de ce flux comme discuté précédemment dans Simon et al. (Submitted) (Voir Partie 1,

Chapitre 3). Ainsi, une routine a été développée sous MatLab® afin de calculer automatiquement l'incertitude de l'estimation en fonction de la valeur de conductivité thermique et de celle du flux. Le principe de cette routine est le suivant : une fois ces deux valeurs estimées pour chaque point de mesure, la gamme de flux associée à des variations de ± 0.04 °C (ou tout autre valeur en fonction de la qualité des données de température mesurées) est calculée et permet d'évaluer l'incertitude sur l'estimation de flux associée au bruit des données collectées.

2.1.3. Implications sur les grandeurs estimées et leur significativité

Les données de température collectées par les unités DTS présentent généralement un bruit plus ou moins important qui dépend de l'unité de mesure, de l'installation et de la calibration des données. Ce bruit induit forcément une incertitude lors de l'interprétation des données et donc lors de l'estimation de la conductivité thermique et du flux. Ainsi, comme on a pu le voir précédemment, un bruit de 0.08 °C peut conduire à définir préférentiellement une gamme de conductivité thermique ou de flux plutôt qu'une valeur unique. La question dès lors est de savoir si l'incertitude associée au bruit est plus grande que la variabilité spatiale des grandeurs estimées le long des sections chauffées.

Pour cela, intéressons-nous à la Figure 3-50 qui illustre l'impact de ces incertitudes sur les profils de conductivité thermique et de flux estimés à partir des données de température collectées le long de la section F1-2 / F1-1 (Figure a).

- Concernant le profil des conductivités thermiques estimées le long de la section chauffée (Figure b), l'incertitude appliquée sur chaque valeur estimée est égale ici à ± 0.04 W/m/K, le bruit étant égal à 0.08 °C. L'incertitude est donc assez importante et une différence 0.08 W/m/K doit être observée entre deux valeurs pour qu'elle soit considérée comme pleinement significative. Cette incertitude reste toutefois assez faible pour mettre en évidence des variabilités de propriétés thermiques le long du câble. Pour preuve, alors que la gamme de λ estimée dans cet exemple est relativement restreinte, car comprise entre 2.45 et 2.85 W/m/K, la qualité des mesures de température est suffisante pour mettre en évidence des variations locales significatives de conductivités thermiques. Ainsi, les propriétés du lit de la rivière peuvent être décrites assez finement, dans la mesure où les variations de conductivité thermiques sont plus grandes que les incertitudes.
- Concernant l'estimation des flux (Figure c), les incertitudes liées au bruit des mesures de température ont été calculées de manière automatique en fonction de la valeur de

conductivité thermique et du flux optimal estimé. Ainsi, il s'avère que ces incertitudes restent relativement faibles par rapport aux variations de flux estimés le long de la section chauffée. Toutefois, les incertitudes étant liées à la valeur du flux, celles-ci sont plus marquées et significatives pour des valeurs faibles de flux. On remarque que pour des écoulements « élevés», typiquement supérieurs à $5x10^{-6}$ m/s, l'incertitude est faible comparée à la variabilité des flux, cette dernière pouvant donc être considérée comme significative. Au contraire, pour les flux inférieurs à $5x10^{-6}$ m/s (majoritairement situés entre 105.5 et 112 m dans cet exemple), les variations locales de flux sont généralement inférieures à l'incertitude des mesures et ne peuvent donc pas être considérées comme significatives. À noter que, dans ces zones, le régime advectif dominant (marqué notamment par un changement de pente $s_1 \rightarrow s_2$) n'a pas été atteint, comme c'est par exemple le cas pour le point situé à 106.5 m. Comme il n'est pas possible de savoir si le flux est véritablement nul ou s'il est faible et que la durée de l'expérience active ne permet pas d'atteindre le régime advectif, la valeur q_{lim} est calculée. Elle correspond à la valeur minimale de flux pouvant être détectée en fonction de la valeur de la conductivité thermique et de la durée de l'expérience de chauffe. Ainsi, pour ces points, il sera conclu que le flux est $\leq q_{lim}$. Cette limite correspond également à la borne q_{min} définie lors de l'estimation de l'incertitude dès lors que la valeur de ΔT mesurée en fin de chauffe diffère de moins de 0.04°C du comportement en régime conductif pur.

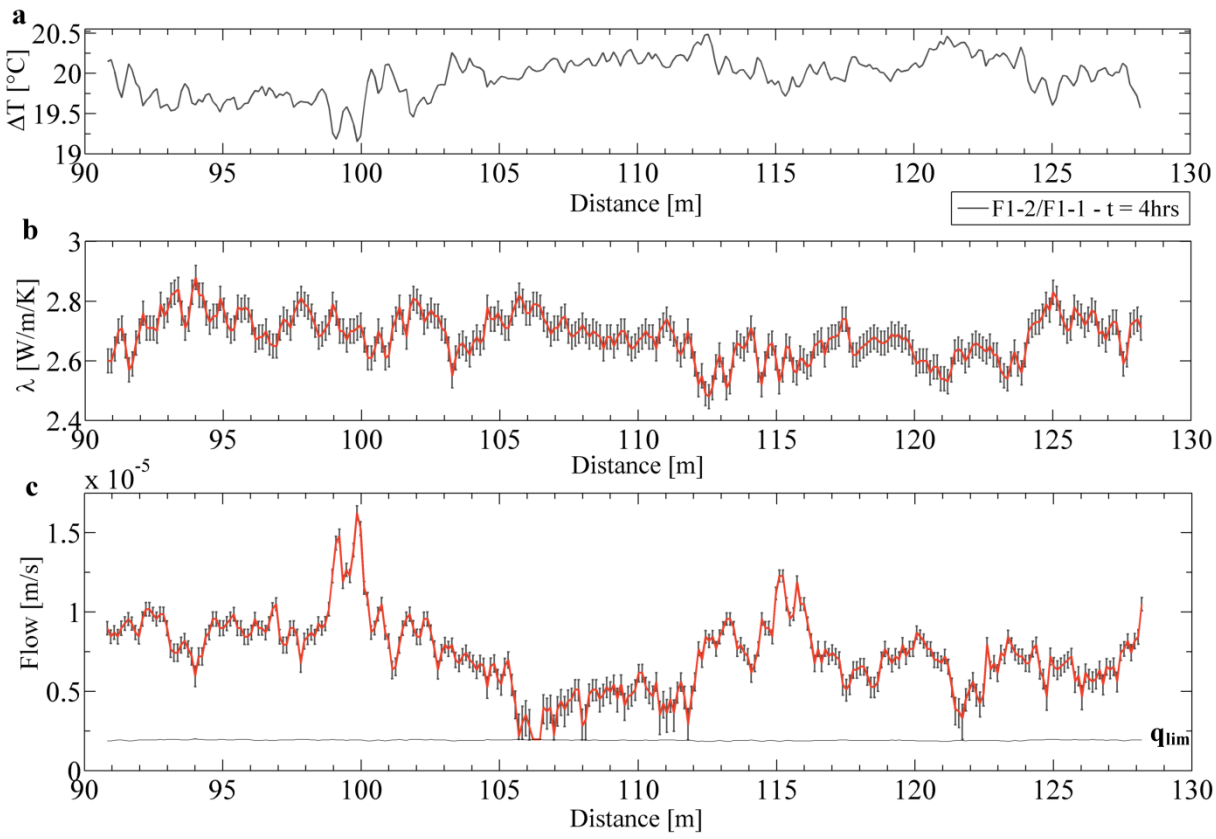


Figure 3-50. a. Profil des différences de température ΔT mesurées (validées et filtrées) le long de la section F1-2 / F1-1 chauffée à 30.13 W/m en avril 2018. b. Profil des valeurs de conductivité thermique estimées avec les barres d'incertitude associées définies pour une incertitude sur les mesures de température (ou un bruit) de ± 0.04 °C. c. Profil des valeurs de flux estimées avec les barres d'incertitude associées définies pour une incertitude sur les mesures de température (ou un bruit) de ± 0.04 °C.

Pour résumer, l'algorithme développé permet d'estimer de manière automatique l'incertitude sur l'estimation des flux associée aux bruits des données de température. Cette approche peut également être utilisée afin de quantifier l'effet d'une erreur sur la mesure de température (potentiellement due à l'acquisition même des données ou à leur filtrage) sur l'estimation du flux. De manière générale, les incertitudes sur les estimations sont faibles par rapport aux variations de flux estimées le long des sections chauffées. Dès lors, les variabilités spatiales observées peuvent donc être considérées comme significatives car plus larges que les incertitudes. Cela est notamment dû au fait que les mesures DTS acquises sur le terrain sont peu bruitées. L'approche décrite ici a été appliquée pour l'ensemble des données et les conclusions sont similaires pour l'ensemble des sections et des expériences.

Par la suite, les incertitudes ne seront pas systématiquement montrées dans les Figures dans un souci de simplification. On retiendra tout de même que les différences de conductivité thermique peuvent être considérées comme significatives dès lors qu'elles sont supérieures ou

égales à 0.08 W/m/K soit une incertitude de 3% (pour λ=2.7 W/m/K), ce qui reste relativement faible. Ensuite, pour les estimations de flux, on retiendra que, hormis pour les écoulements très faibles (typiquement inférieurs à $5x10^{-6}$ m/s), les variations spatiales de flux sont généralement plus grandes que les incertitudes sur l'estimation, ce qui valide la significativité des variabilités de flux observées. Pour les flux faibles, leurs variations locales seront donc plus difficiles à interpréter comme telles car inférieures aux incertitudes. Toutefois, cela concerne une gamme très faible de flux, et la méthode reste largement suffisante pour discuter les variabilités de flux à l'échelle du tronçon étudié.

2.2. Reproductibilité des mesures et des estimations

En dernier lieu et avant de discuter de l'interprétation des données, la cohérence des résultats peut être également vérifiée en abordant la question de la reproductibilité des mesures et des estimations de conductivité thermique et de flux.

Pour cela, la Figure 3-51a présente les différences de température normalisées obtenues lors des différences expériences de chauffe réalisées le long du câble FO1 les 18 et 19 avril 2018 à *t*=4 h. Il apparaît que les augmentations de température mesurées au cours des mesures actives sont très similaires d'une expérience à l'autre avec une différence moyenne inférieure à 0.004 °C/(W/m) entre les différents profils. Ces résultats suggèrent la bonne reproductibilité des mesures de température, dans la limite du bruit des mesures, et ce malgré des puissances électriques injectées différentes. Ce point est essentiel pour valider les mesures et évaluer leur cohérence, surtout dans une optique de suivi de la dynamique des échanges à long terme. Il est également intéressant de noter ici que les profils de température sont identiques pour les différentes expériences réalisées malgré de fortes variations des conditions aux limites (charges de la rivière et de la nappe) d'une expérience à l'autre (pour rappel, l'évolution des conditions aux limites durant ces différentes expériences est détaillée en Annexe 7). La prochaine partie sera l'occasion de discuter plus en détail ce point.

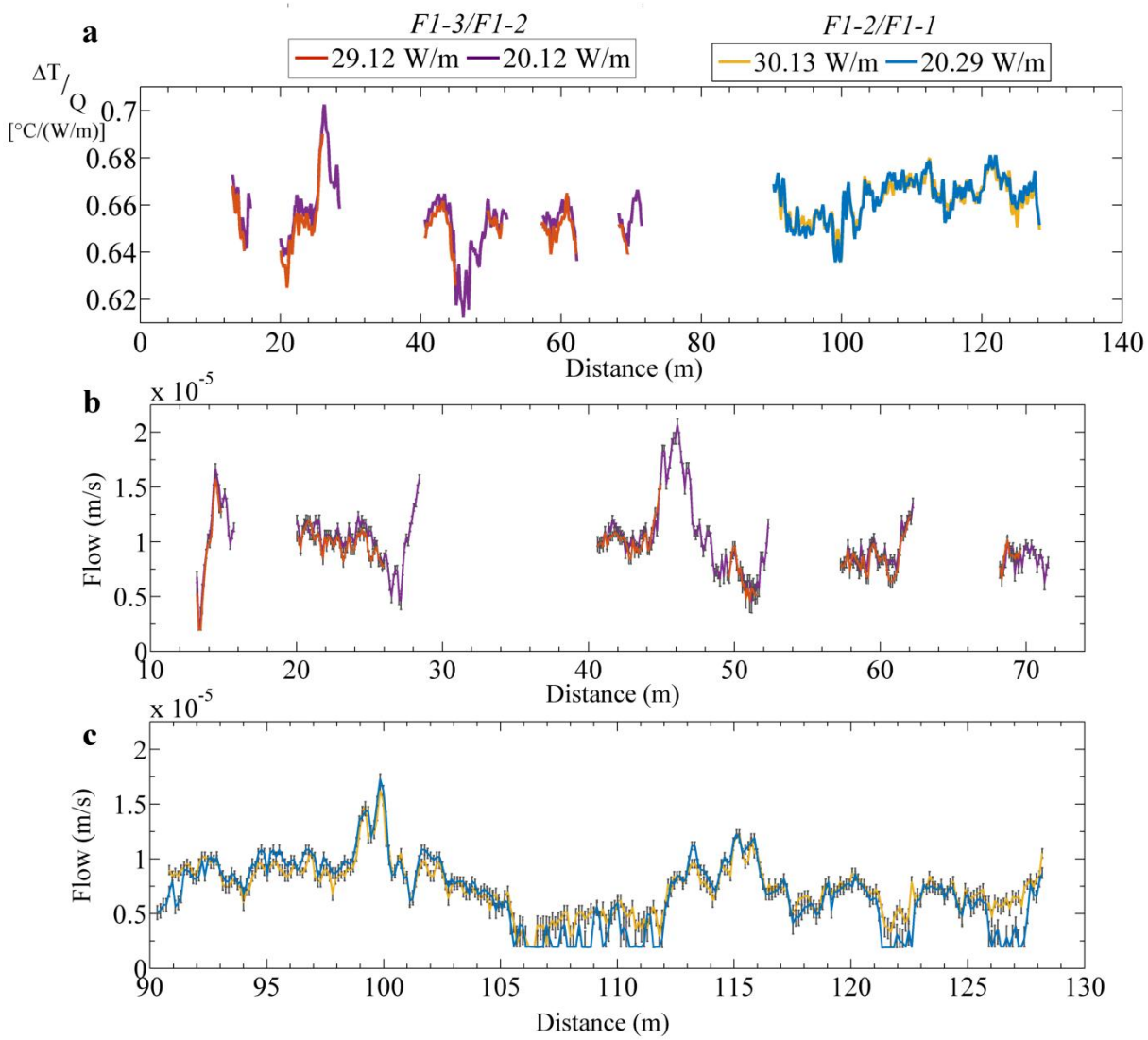


Figure 3-51. Évaluation de la reproductibilité des mesures de température et des estimations de conductivité thermique et de flux associées. a. Profil de ΔT normalisés (données validées et filtrées) obtenu le long des sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1 au bout de 4 h de chauffe. Ces données ont été collectées les journées du 18 et 19 avril 2018 durant lesquelles deux expériences actives à différentes puissances ont été réalisées le long de chaque section chauffée. L'interprétation semi-automatique des données collectées durant chacune de ces expériences actives a permis d'estimer les valeurs distribuées des flux et les incertitudes associées le long b. de la section F1-3 / F1-2 et c. de la section F1-2 / F1-1.

Concernant l'interprétation semi-automatique de ces données, les Figures 3-51b et c présentent les profils de flux estimés respectivement le long des sections F1-3 / F1-2 et F1-2 / F1-1. Ces résultats démontrent la bonne reproductibilité des estimations de flux avec des profils similaires pour chaque section indépendamment de l'expérience active considérée. Quelques différences peuvent tout de même être soulignées, notamment le long de la section F1-2 / F1-1 (Figure c), pour les plus faibles valeurs de flux (<5x10^{-6} m/s). Ces différences sont vraisemblablement liées au fait que, pour de telles valeurs de flux, l'estimation est beaucoup plus sensible au bruit des données de température. Toutefois, l'interprétation semi-

automatique des données apparaît comme efficace et reproductible, malgré le bruit des données qui pourraient induire des différences plus importantes lors de l'analyse des données. À noter également que les profils de conductivité thermique estimés, du fait de leur similarité, ne sont pas montrés ici mais permettent également de conclure à la très bonne reproductibilité des estimations.

Chapitre 5 – ***Résultats et discussion sur les échanges nappe/rivière***

Comme détaillé dans les deux chapitres précédents, l'acquisition des données de température durant les expériences actives réalisées sur le site expérimental de la Sélune a été suivie de deux phases de traitement. La première, la phase de data processing, a notamment conduit à proposer une méthode de filtrage des données dont l'objectif était de s'abstraire de l'effet des variations journalières de température. La seconde phase, celle d'interprétation des données, a consisté au développement et à l'application d'une approche semi-automatique permettant d'estimer, pour chaque expérience active, les valeurs distribuées de conductivité thermique et de flux le long des câbles de fibre optique chauffés.

Après ces chapitres assez méthodologiques sur le traitement des données, il est donc temps de s'intéresser aux résultats des estimations et de discuter des écoulements et des processus les contrôlant. La cohérence et les incertitudes de ces estimations ayant été discutées précédemment, nous considérerons dans ce chapitre que les résultats sont significatifs et que les estimations de flux, bien qu'associées à une certaine incertitude, sont pertinentes et sont le reflet de la dynamique réelle des écoulements dans les sédiments du cours d'eau.

Ainsi, dans ce dernier chapitre, il s'agira de synthétiser les résultats des estimations, ce qui mènera à discuter des dynamiques spatiales et temporelles des échanges nappe/rivière ainsi que des processus et facteurs contrôlant ces dynamiques.

1. *Estimations des valeurs de conductivité thermique et de flux : synthèse des résultats*

La Figure 3-52 présente une partie des résultats des estimations de conductivité thermique et de flux obtenus suite aux expériences actives DTS conduites sur le site expérimental de la Sélune.

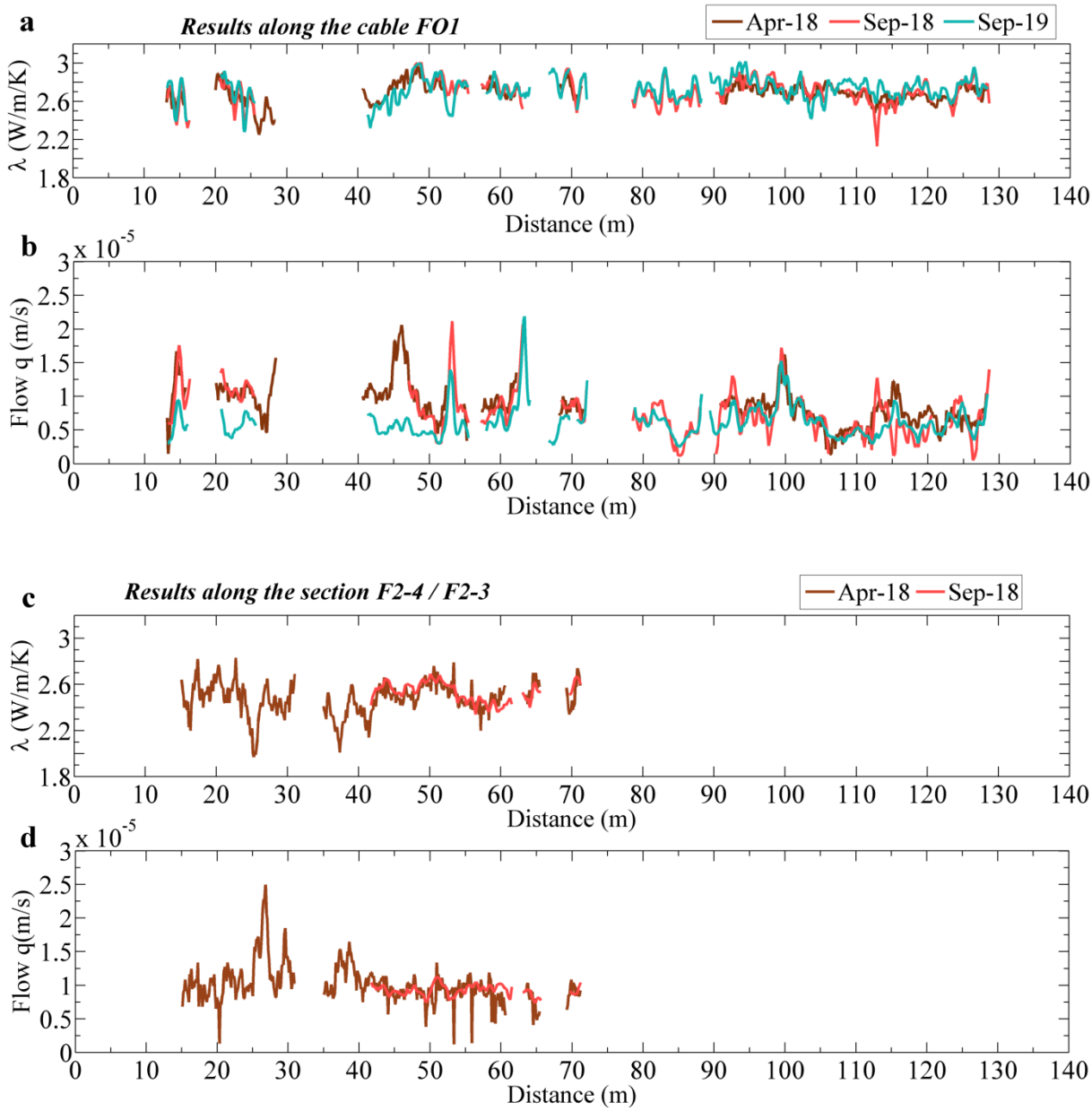


Figure 3-52. Résultats de l'interprétation des données de température collectées durant différentes expériences actives. Les Figures a et b présentent respectivement les estimations de conductivité thermique et celles de flux obtenues le long des sections chauffées du câble FO1 (F1-3 / F1-1) pour des mesures actives réalisées en avril 2018, septembre 2018 et septembre 2019. Les Figures c et d présentent respectivement les estimations de conductivité thermique et celles de flux obtenues le long de la section chauffée F2-4 / F2-3 pour des mesures actives réalisées en avril 2018 et septembre 2018.

Pour les Figures a et b, les résultats compris entre 5 et 75 m correspondent à certaines expériences actives réalisées le long de la section F1-3 / F1-2 (20.12 W/m en avril 2018, 25.43 W/m en septembre 2018 et 24.96 W/m en septembre 2019), tandis que les résultats compris entre 75 et 130 m correspondent à certaines expériences actives réalisées le long de la section F1-2 / F1-1 (30.13 W/m en avril 2018, 30.08 W/m en septembre 2018 et 24.96 W/m en septembre 2019). Les Figures c et d présentent les résultats correspondant aux expériences actives réalisées le long de la section F2-4 / F2-3, chauffée à 7 W/m en avril 2018 et à 25.47 W/m en septembre 2018. Le choix a été fait ici de ne pas présenter les résultats des expériences réalisées le long de la section F2-2 / F2-1 au vu du nombre conséquent de zones non enfouies et de la dispersion des résultats. Aussi, pour simplifier la lecture de la Figure, les résultats acquis en novembre 2017 et ceux des expériences répétées lors d'une même semaine expérimentale ne sont pas montrés ici, dans la mesure où ils sont tout à faire similaires aux résultats déjà présentés dans la Figure.

De manière générale, il s'avère que les valeurs de conductivité thermique et de flux sont relativement peu variables dans l'espace et dans le temps. Les valeurs de conductivité thermique (Figures a et c) varient entre 2.3 et 2.8 W/m/K avec une valeur moyenne à 2.65 W/m/K. Les valeurs de flux quant à elles varient entre $5x10^{-6}$ et $2.5x10^{-5}$ m/s avec une valeur moyenne de $9x10^{-6}$ m/s.

2. Dynamique temporelle des écoulements

2.1. Évolution des écoulements au cours du temps

Si l'on s'intéresse à la dynamique temporelle des écoulements, il s'avère que les résultats sont relativement similaires d'une semaine expérimentale à une autre, dans la limite des incertitudes sur les estimations. Les résultats de novembre, bien que non présentés ici, confirment cette dynamique. Ces résultats, a priori, peuvent paraître relativement surprenants. Les conditions hydrologiques, présentées dans la partie 2.3. Conditions hydrologiques lors des semaines expérimentales p.279, laissaient présager une certaine variabilité temporelle des flux à deux échelles de temps différentes. Tout d'abord, à l'échelle du cycle hydrologique, la différence de charge moyenne Δh entre la Sélune et la nappe est plus importante en périodes de basses eaux qu'en période de hautes eaux. Même si cette différence est très faible (de l'ordre de quelques centimètres), cela suggérait que les flux mesurés devaient être moins importants lors des expériences de novembre 2017 et d'avril 2018 que lors des expériences de

septembre 2018 et 2019. De plus, durant les mesures réalisées en novembre 2017 et en avril 2018, les conditions hydrologiques ont connu des variations significatives au cours des semaines expérimentales, sous l'effet des fortes fluctuations du niveau de la Sélune, ce qui supposait des changements de flux au cours de ces semaines et même au cours des différentes expériences actives.

Dans ce contexte, il s'agit dès lors d'expliquer les résultats des mesures actives DTS qui ne montrent que peu de variabilités temporelles et ne reflètent donc ni les changements de charges observés à l'échelle du cycle hydrologique, ni ceux observés ponctuellement et induits par les variations du niveau de la Sélune. Pour cela, revenons sur les facteurs et processus contrôlant les écoulements à l'échelle du méandre et leur dynamique temporelle.

2.2. Méandre et réponse aux variations de niveau dans la Sélune

Tout d'abord, la caractérisation hydrogéologique a permis de confirmer que la forme en méandre de la Sélune au niveau du site expérimental favorise largement l'infiltration d'eau à l'est du méandre. Même dans un régime naturel, c'est-à-dire sans pompage, l'eau de la rivière s'infiltre donc et traverse d'est en ouest le méandre. Ceci a été notamment mis en évidence grâce au suivi des niveaux piézométriques dans la nappe qui montrent que le sens des écoulements reste inchangé au cours du temps à l'échelle du méandre. Ces résultats sont tout à fait en accord avec les études de Boano et al. (2006), Cardenas et al. (2004), Gerecht et al. (2011), Gomez-Velez et al. (2017) ou encore Revelli et al. (2008) sur les écoulements dans des méandres.

Ensuite, grâce à l'analyse des variations de niveaux mesurés dans la Sélune et dans le piézomètre P1, la connexion entre la Sélune et la nappe alluviale a pu être largement démontrée. Il s'avère que les fluctuations dans la Sélune entraînent une réponse hydrologique très rapide dans la nappe qui enregistre, près des berges, les mêmes fluctuations que le fleuve avec un léger décalage temporel (d'environ 30 min). Les deux entités évoluent donc de façon quasiment synchrone, toute variation de niveau dans le fleuve entraînant une mise à l'équilibre très rapide du niveau de l'aquifère de surface, rendue possible grâce à la forte perméabilité des alluvions constituant la nappe alluviale. La diffusivité et la connectivité sont telles que l'eau de la rivière et l'eau de la nappe dans le méandre pourraient être abordées comme une seule entité, comme si la nappe alluviale n'était qu'une extension de la rivière. Ces résultats sont exactement similaires aux conclusions de Peterson & Sickbert (2006), qui

ont validé, à partir de mesures piézométriques, l'hypothèse du concept de by-pass au travers des méandres, même dans le cadre d'un faible gradient d'amont en aval (comme c'est le cas également sur la Sélune). Ils ont ainsi émis l'hypothèse que la réponse de la nappe dans le méandre à un changement de niveau dans la rivière pouvait être si rapide que le changement de gradient associé (de fait, particulièrement ponctuel) pouvait être considéré comme non significatif.

À cela s'ajoute le fait que la taille du méandre est relativement faible (environ 1 km d'est en ouest), ce qui implique que les variations de charge dans la Sélune peuvent être considérées comme simultanées (à quelques minutes près) et égales tout autour du méandre. Ainsi, un changement de charge dans la Sélune n'est pas nécessairement associé à un changement du gradient entre l'amont et l'aval du méandre (d'est en ouest) et donc à une accélération de l'infiltration mais plutôt à une augmentation de la hauteur d'eau dans l'ensemble de la nappe et donc à un volume d'eau stocké plus important dans l'aquifère souterrain.

Cela pourrait expliquer le fait que les changements de gradient observés au cours des expériences actives de novembre 2017 et avril 2018 n'affectent pas les mesures. Le gradient d'est en ouest du méandre reste constant au cours du temps puisqu'il n'est pas impacté par les variations du niveau de la Sélune, celles-ci étant identiques tout autour du méandre. Dès lors, une augmentation ou une diminution du niveau de la Sélune se traduit par une augmentation rapide du niveau d'eau dans la nappe, et donc du volume stocké, et non par une accélération des flux. La réponse de la nappe à ces fluctuations est tellement rapide que les variations ponctuelles de gradient observées entre la Sélune et la nappe au moment de la variation du niveau d'eau ne sont pas assez significatives pour impacter les échanges entre les deux entités. Ainsi, cela expliquerait en partie pourquoi les réponses thermiques mesurées au cours de ces expériences sont identiques à celles mesurées en septembre 2018 et 2019, pourtant réalisées avec des conditions hydrologiques stables au cours du temps.

Cette hypothèse est étayée par le fait qu'un changement de flux significatif, même sur une durée assez courte, devrait affecter la réponse thermique mesurée, en induisant une augmentation ou une diminution ponctuelle du ΔT. En effet, les tests réalisés en banc expérimental avaient notamment permis de montrer qu'un changement de flux affectait instantanément la température mesurée le long de la section chauffée (voir Chapitre 4 de la partie 1), suggérant la possibilité de détecter ce changement, même ponctuel, grâce à une réponse thermique singulière. Or, les réponses thermiques mesurées durant les expériences de

novembre 2017 et avril 2018 montrent des comportements tout à fait « classiques », pouvant être interprétés par les méthodes habituelles, laissant supposer que les écoulements sont stables au cours de ces expériences actives.

Malgré tout, l'hypothèse pourrait être émise que les durées de chauffe (en moyenne de 4 h) appliquées durant les expériences de novembre 2017 et avril 2018 ne sont pas assez longues pour observer un changement ponctuel de flux, surtout s'il survient avant la période de stabilisation de la température. La seule expérience qui aurait pu permettre de discuter complètement ce point est celle de septembre 2019, durant laquelle la section F1-3 / F1-1 a été chauffée près de 52 h consécutives. Malheureusement, le gradient est resté stable durant toute la durée de l'expérience, ce qui est bien sûr idéal pour quantifier les flux et discuter de la durée de la chauffe et de la qualité des données, mais qui ne permet pas de discuter de la possibilité de mesurer des changements de flux au cours de l'expérience.

Pour résumer, on pourrait émettre l'hypothèse qu'un changement du niveau dans la Sélune n'induit pas de changement de gradient d'est en ouest dans le méandre et n'impacte donc pas l'intensité des écoulements. Il se traduit toutefois par un changement rapide du niveau d'eau dans l'aquifère superficiel et du volume d'eau stocké dans le méandre. Il induit également des variations locales du gradient entre la Sélune et la nappe alluviale, variations très ponctuelles du fait de la mise à l'équilibre très rapide du niveau de la nappe, rendue possible par la forte perméabilité des alluvions constituant l'aquifère. Cette réponse rapide de la nappe montre que les changements ponctuels de gradient, mis en évidence à partir des chroniques de charges mesurées dans la Sélune et dans le piézomètre P1, ne sont donc pas assez significatifs pour impacter les vitesses d'infiltration, ce qui explique certainement pourquoi les mesures actives réalisées en novembre 2017 et avril 2018 ne reflètent pas les variations de gradient observées dans les données piézométriques. Finalement, en essayant de caractériser les flux à partir des chroniques des niveaux dans la Sélune et dans le piézomètre P1, il semble que l'on mette en avant des variations de gradient qui ne reflètent pas les écoulements réels, lesquels sont en partie contrôlés par des gradients à plus grande échelle, et notamment le gradient de part et d'autre du méandre.

2.3. Des écoulements contrôlés des prélèvements dans la nappe alluviale

L'hypothèse évoquée ci-avant permet donc d'expliquer pourquoi les résultats des mesures actives ne reflètent pas les variations ponctuelles de gradient observées entre la Sélune et la nappe alluviale. Toutefois, à l'échelle du cycle hydrologique, les chroniques piézométriques

montrent également que la différence moyenne de charge entre la Sélune et la nappe est plus importante en périodes de basses eaux qu'en périodes de hautes eaux, ce qui ne se reflète pas non plus dans les estimations de flux faites à partir des mesures actives DTS, qui présentent des résultats similaires indépendamment de la période de la mesure. Cela nous conduit à nous intéresser plus en détail à l'effet des prélèvements d'eau dans la nappe alluviale sur les infiltrations.

2.3.1. La Sélune : source de réalimentation de la nappe alluviale

L'analyse des chroniques piézométriques a mis en évidence que les écoulements dans le méandre étaient largement contrôlés par les prélèvements d'eau dans la nappe alluviale. Les niveaux piézométriques diminuent de la rivière vers les pompages, et ce quelque soit la période de l'année, ce qui démontre que l'eau de la Sélune s'infiltre dans le méandre et vient alimenter la nappe alluviale qui est soumise à une forte pression du fait des prélèvements conséquents (1500 m^3 par jour). Un tel régime, à savoir une infiltration permanente de la rivière sous l'effet de pompages dans la nappe alluviale, s'assimile à un régime d'infiltration provoquée (« induced infiltration ») comme décrit dans la littérature (Barlow & Leake, 2012; de Graaf et al., 2019; Wilson, 1993). Ce phénomène, qui implique l'infiltration forcée et constante de la rivière vers la nappe sous l'effet d'un fort pompage, illustré par la Figure 3-53, a été largement étudié car il impacte fortement les ressources en eau et les milieux aquatiques (de Graaf et al., 2019).

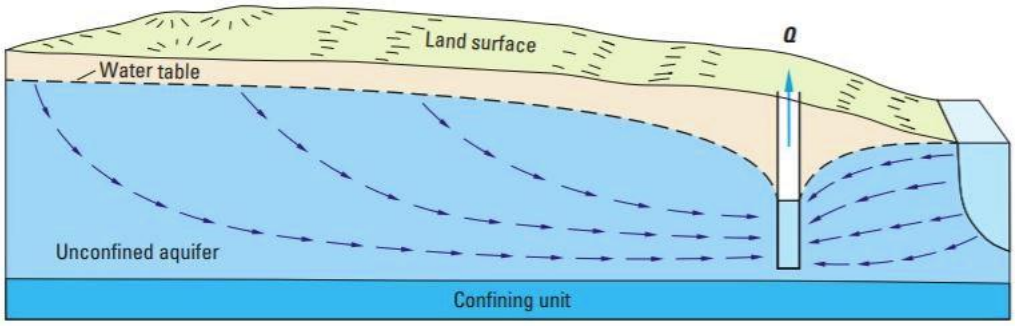


Figure 3-53. Effet des pompages dans les nappes alluviales proches de la rivière : schéma du régime d'infiltration provoquée (« induced infiltration ») [modifié d'après Barlow & Leake (2012)].

Un tel régime induit une diminution du débit de la rivière, appelée « Streamflow depletion », qui dépend de la durée des pompages et de la distance entre le puits de prélèvement et la rivière (Barlow & Leake, 2012). Dans ce cas, le flux d'infiltration *I* depuis

la rivière est pareillement sensible au niveau dans la rivière *s* qu'à celui dans la nappe *h* avec $\frac{\partial I}{\partial s} = \frac{\partial I}{\partial h}$ = constante (de Graaf et al., 2019).

2.3.2. Quantification de l'impact des pompages

Ainsi, les vitesses d'infiltration de l'eau de la Sélune vers la nappe alluviale, au niveau du tronçon expérimental, pourraient être contrôlées de manière significative par : 1) le gradient naturel dans le méandre et 2) les prélèvements d'eau dans la nappe. Il s'agirait alors de comprendre et quantifier l'importance de chacun d'eux sur les vitesses d'infiltration.

Pour cela, nous proposons ici de quantifier l'effet du gradient dans le méandre et celui des pompages sur les flux d'infiltration au niveau du pont de Signy. L'objectif n'est pas de proposer une quantification précise des flux mais plutôt d'un ordre de grandeur pour connaître la contribution de chacun aux écoulements. Pour cela, une des solutions analytiques développée par Wilson (1993) a été utilisée. Comme le montre la Figure 3-54, elle considère, dans le cas d'une infiltration provoquée, le cas d'un pompage situé entre deux rivières de charge respectives h_1 et h_2.

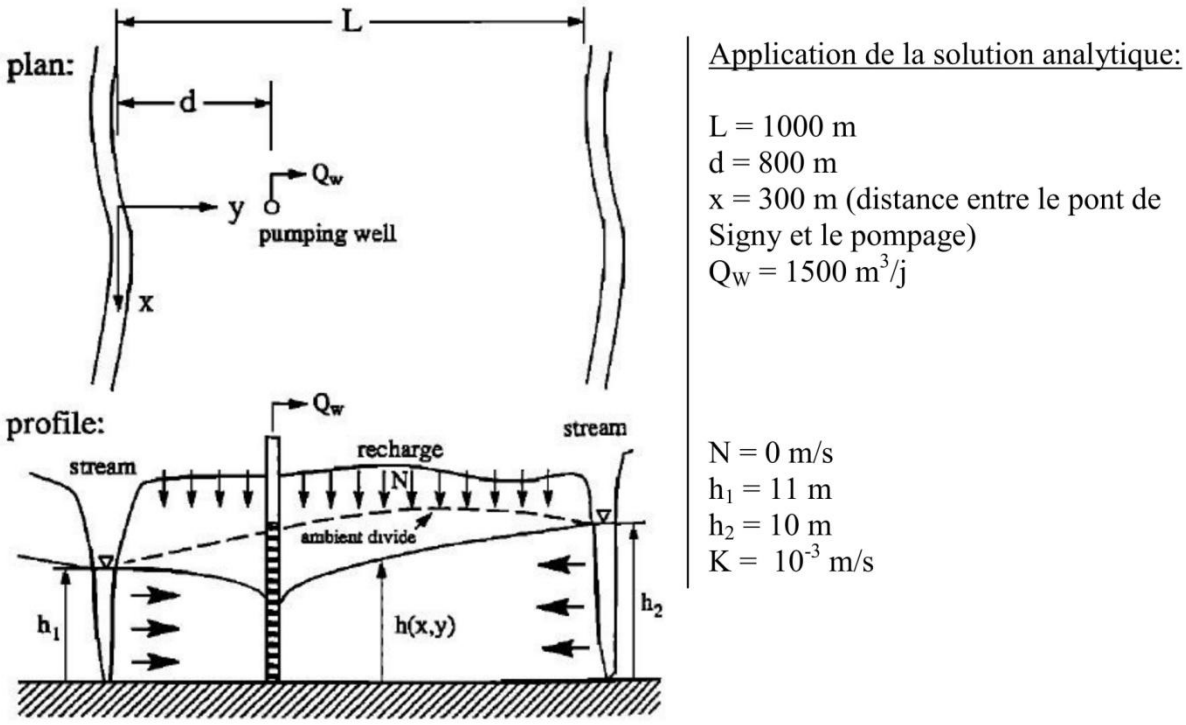


Figure 3-54. Estimation du flux d'infiltration au niveau du site expérimental de la Sélune : application de la solution analytique proposée par Wilson (1993) utilisée pour modéliser l'effet d'un pompage situé entre deux rivières dans le cadre d'une infiltration provoquée.

Dès lors, le débit par unité de largeur[3] $q_{u,0}$ [m²/s] pour tout point situé dans la rivière à (x,y=0) peut se définir tel que :

$$q_{u,0}(x,0) = -q_{u,a} + q_{u,w} \quad (8)$$

Avec $q_{u,a}$ le débit par unité de largeur ambiant induit par la différence de charge entre h_1 et h_2 et $q_{u,w}$ le débit par unité de largeur induit sous l'effet du pompage Q_w [m^3/s].

La contribution du gradient ambiant $q_{u,a}$ s'exprime, dans le cas d'une nappe libre, tel quelle :

$$q_{u,a} = \frac{NL}{2} + \frac{K}{2L}(h_2^2 - h_1^2) \quad (9)$$

Avec N la recharge locale [m/s], L la distance entre les portions de rivière et K la conductivité hydraulique de l'aquifère [m/s]. À noter que cette approche présente l'avantage de ne pas faire d'hypothèse sur les charges h_1 et h_2.

D'un autre côté, la contribution du pompage s'exprime telle que :

$$q_{u,w}(x,0) = \frac{Q_w}{2L}\left[\frac{\sin(2\delta)}{\cosh(2X) - \cos(2\delta)}\right] \quad (10)$$

Où les grandeurs δ et X sont égales à :

$$\delta = \frac{\pi d}{2L} \quad (11)$$

$$X = \frac{\pi x}{2L} \quad (12)$$

Avec d la distance entre la berge de la rivière et le pompage [m] et x la distance le long de la rivière [m] (voir Figure 3-54).

L'application sur le site de la Sélune est soumise à un certain nombre d'hypothèses, notamment celle que les deux rivières considérées dans le modèle correspondent à deux tronçons de la Sélune, rendus parallèles du fait de la morphologie du site. Les paramètres utilisés pour calculer les débits $q_{u,a}$ et $q_{u,w}$ sont détaillés dans la Figure 3-54. La recharge N est considérée nulle et le débit Q_w constant au cours du temps. Cela revient à faire l'hypothèse d'un pompage équivalent constant (1500 m^3/j plutôt que 100 m^3/h pendant 15 heures par jour) au niveau du site expérimental. Cette dernière hypothèse semble cohérente avec les mesures piézométriques enregistrées en P1, qui ne varient pas en fonction des cycles des pompages,

[3] Le débit par unité de largeur est désigné ici par la lettre q_u.

alors même que les prélèvements affectent incontestablement les écoulements partout dans le méandre. Dès lors, on peut considérer que le pompage dans la nappe induit, au niveau de site de Signy, une diminution constante du débit de la Sélune. Du fait de la distance importante séparant la Sélune du puits de prélèvement, cette diminution apparaît donc décorrélée des cycles de pompages, et de fait non périodique. Ceci est en adéquation avec les travaux de Reeves (2008) qui a montré qu'à partir d'une certaine distance rivière/pompage, la diminution de débit enregistrée dans le cours d'eau était identique et constante dans le temps que le pompage soit périodique ou bien constant (pour un même volume total prélevé).

En considérant ces grandeurs, le débit induit par le gradient ambiant au niveau du site expérimental est estimé à -1.05×10^{-5} m²/s et celui induit sous l'effet du pompage à 3.47×10^{-4} m²/s, soit un débit total de la rivière vers la nappe de 3.57×10^{-4} m²/s. Au-delà de la quantification, qui reste approximative du fait des nombreuses hypothèses, cette approche permet avant tout de montrer que les prélèvements sont largement responsables de l'infiltration et contrôlent plus de 97 % du débit d'infiltration. Ce chiffre atteint même plus de 99.5% si on considère une valeur de perméabilité égale à 1×10^{-4} m/s. Plus important encore, le modèle analytique paraît peu sensible aux autres paramètres, notamment aux longueurs *L*, *x* ou encore *d*, comparé à l'intensité du pompage. Enfin, les variations saisonnières de la recharge (infiltration) pourraient expliquer les variations saisonnières de gradients observées entre la Sélune et la nappe.

2.4. Bilan sur la dynamique temporelle des écoulements

Les estimations de flux par la méthode active DTS ont permis de mettre en évidence que la dynamique des flux était relativement constante au cours du temps, ce qui ne semblait pas a priori cohérent avec les variations temporelles de gradient observées entre la Sélune et le piézomètre P1 à deux échelles temporelles (saisonnière et ponctuelle). Toutefois, en s'intéressant plus en détail aux processus contrôlant les écoulements au niveau du pont de Signy, il s'avère que les pompages ont un rôle largement prépondérant dans la dynamique d'infiltration.

Bien sûr, il existe incontestablement des variations saisonnières de gradient entre la Sélune et la nappe, probablement dues aux fluctuations de la recharge (infiltration) contrôlées par les précipitations et l'évapotranspiration, et également des variations ponctuelles de gradients induites sous l'effet de changements de niveaux dans la Sélune. Mais ces changements restent assez faibles, tout du moins en comparaison avec le gradient imposé par

les pompages. Dès lors, les variations de flux d'infiltration associées peuvent être considérées comme négligeables, comparées au débit constant d'infiltration contraint par le débit des prélèvements : il apparaît donc logique de mesurer des flux constants lors des différentes expériences puisque les pompages contrôlent en grande partie la dynamique des écoulements. Finalement, on pourrait oser avancer que les flux d'infiltration contrôlés par le gradient naturel (0.1%) pourraient être considérés comme nuls, puisque la vitesse de Darcy associée à un tel gradient est de l'ordre de $1x10^{-7}$ m/s pour une conductivité hydraulique de $1x10^{-4}$ m/s.

Pour conclure, les résultats des mesures actives semblent en adéquation avec la dynamique globale des flux à l'échelle du méandre. L'approche piézométrique qui consiste à considérer le gradient entre la Sélune et la nappe pour estimer les flux apparaît comme beaucoup plus sensible aux variations temporelles du gradient et semble complètement surestimer l'effet de ces fluctuations sur la dynamique des écoulements.

2.5. Une trace du colmatage ?

Malgré la similarité générale observée entre les résultats et discutée précédemment, une différence de résultats peut tout de même être observée entre 5 et 50 m pour les flux estimés le long de câble FO1 en septembre 2019 (Figure 3-52b). Alors que les valeurs de conductivité thermique estimées le long de cette section restent inchangées pour les différentes semaines expérimentales (Figure 3-52a), les valeurs de flux estimées quant à elles apparaissent deux fois plus faibles en septembre 2019 (en moyenne $5x10^{-6}$ m/s) que pour les autres semaines. L'analyse des réponses thermiques mesurées le long du câble a permis de confirmer que cet écart n'était pas une erreur dans l'estimation du flux : les élévations de température semblent effectivement présenter des comportements différents aux temps longs, confirmant des flux plus faibles que pour les autres mesures. La qualité du traitement des données a également été vérifiée afin d'être sûr de la pertinence des mesures interprétées. Une erreur sur l'interprétation ou sur le filtrage est d'autant plus exclue que les mesures actives de septembre 2019 ont été réalisées en chauffant simultanément l'ensemble de la section F1-3 / F1-1, ce qui implique qu'une erreur de traitement aurait probablement une répercussion sur le traitement des données tout au long de cette section. Or, les estimations au-delà de 50 m sont identiques aux estimations des semaines précédentes.

Finalement, il semble que la différence observée soit véritablement significative. A priori, rien ne semble pouvoir expliquer une telle singularité : la conductivité thermique n'a pas évolué et les conditions hydrologiques, notamment les pompages qui contrôlent les flux,

semblent également identiques. Le fait que les flux estimés au-delà de 50 m pour cette expérience soient similaires aux flux estimés lors des autres expériences semble confirmer l'hypothèse de l'invariance des conditions aux limites.

Une des hypothèses pouvant expliquer cette irrégularité serait celle du colmatage. En effet, l'un des changements majeurs entre septembre 2018 et 2019 est la vidange et l'arasement du barrage de Vezins en amont du site expérimental. Bien que des travaux d'extraction des sédiments aient été réalisés afin de prévenir du risque de reprise des sédiments et de limiter l'impact d'un transfert d'un volume trop important de ces derniers dans l'aval du bassin versant, les travaux ont nécessairement conduit au charriage d'un volume plus important de sédiments. Un apport excessif de sédiments et leur dépôt dans la portion de rivière considérée ici aurait pu provoquer du colmatage, lequel pourrait affecter les écoulements vers la nappe alluviale sans impacter la conductivité thermique des sédiments autour du câble de fibre optique. Les tests de seepage-meter réalisés en septembre 2019 dans cette zone semblent également indiquer une diminution des vitesses d'infiltration mesurées (voir le tableau 3-2), même si les ordres de grandeur des flux estimés avec cette approche sont peu cohérents avec les résultats des autres méthodes.

Finalement, l'hypothèse du colmatage est malaisée à affirmer ou infirmer. Dans l'idéal, il faudrait pouvoir refaire des mesures actives complémentaires afin de confirmer ou non cette tendance. Toutefois, une autre manière d'aborder cette question serait de pouvoir estimer la profondeur d'enfouissement des câbles de fibre optique lors des différentes expériences. Évaluer la profondeur d'enfouissement du câble permettrait en effet de discuter du transport de sédiments et donc de l'éventuel colmatage du lit de la rivière. Cela semble tout à fait envisageable à partir des mesures actives réalisées, mais ce point, qui s'avère être une des perspectives majeures de la méthode, sera plus amplement discuté dans la partie « Discussion, Conclusions et perspectives » de la thèse.

3. Dynamiques spatiales

3.1. Dynamique spatiale de la conductivité thermique

Les résultats (Figures 3-52a et c) mettent en évidence la très faible variabilité spatiale des valeurs de conductivité thermique le long des différentes sections chauffées avec des valeurs comprises entre 2.3 et 2.8 W/m/K. Les résultats sont beaucoup moins variables que ceux attendus suite aux observations sur le terrain. Lors de l'installation des équipements, le lit de

la rivière apparaissait tantôt constitué de dépôts sableux fins et homogènes et tantôt constitué de sédiments plus grossiers avec des graviers et des galets (voire des blocs), et ces observations ne transparaissent pas du tout dans les valeurs de conductivité thermique mesurées.

Dans les milieux naturels, les sables saturés présentent généralement une conductivité thermique comprise entre 1.5 et 4 W/m/K, tandis que celle des structures plus grossières (graviers, blocs) varie généralement entre 1.6 et 2 W/m/K (Stauffer et al., 2013). La valeur moyenne des conductivités thermiques estimées, égale à 2.65 W/m/K, refléterait donc plutôt la présence des sables dans le lit de la rivière. Sans doute cela est-il dû au fait que les espaces entre les graviers et les blocs sont nécessairement comblés par du sable. Lors de l'installation du câble avec la charrue, le milieu sédimentaire s'est rapidement refermé autour de celui-ci. Il est fort probable que du sable soit venu remplir les vides autour du câble et que le milieu autour de celui-ci soit de fait relativement homogène. Cette homogénéité ne considère pas uniquement la dimension des grains autour du câble mais implique également une certaine homogénéité en matière de propriétés thermiques, l'hypothèse pouvant être faite que la nature du sable est similaire partout à l'échelle du tronçon étudié. Ceci pourrait dès lors expliquer l'absence de variabilité en matière de conductivités thermiques mesurées avec la méthode active.

3.2. Dynamique spatiale des écoulements

Alors que la dynamique temporelle des écoulements semble largement contrôlée par la limite forte imposée par les prélèvements dans la nappe, il se pose la question de leur dynamique spatiale. Pour cela, la Figure 3-55 reprend le profil des flux estimés le long du câble FO1 et, en parallèle, celui des hauteurs d'eau mesurées lors de l'installation du câble.

Tout d'abord, à l'échelle du tronçon, les écoulements apparaissent comme peu variables et la gamme des flux esttimés demeure relativement restreinte. Cette faible variabilité spatiale reflète parfaitement le fait que les infiltrations sont contraintes par de fortes conditions aux limites, qui tendent à homogénéiser les écoulements dans le temps, mais aussi dans l'espace, tout au long du tronçon étudié.

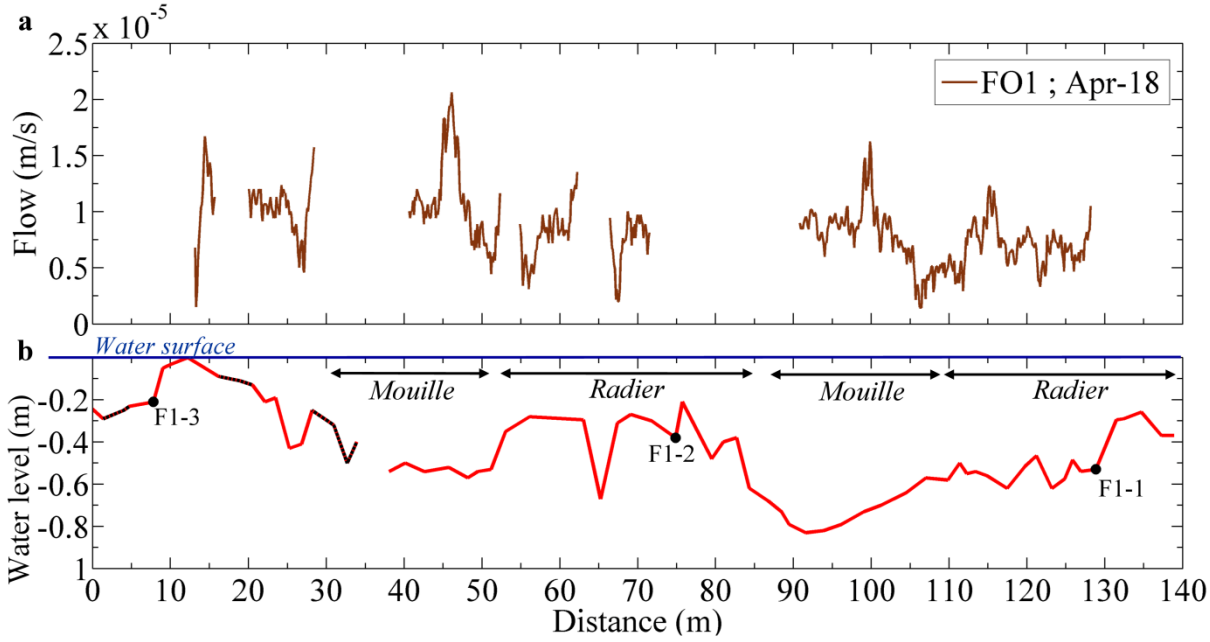


Figure 3-55. a. Flux estimés le long du câble FO1 à partir des expériences actives d'avril 2018. b. Hauteurs d'eau mesurées lors de l'installation du câble et morphologie générale du lit de la rivière.

Bien que les résultats présentent une faible variabilité à l'échelle du tronçon, ils présentent tout de même une certaine variabilité spatiale de second ordre (Figure 3-55b). A priori, la morphologie du lit de la rivière, qui présente une structure bien marquée avec une succession de mouilles et de radiers, devrait en partie contrôler les chemins d'écoulement. Cependant, l'interprétation de la variabilité de second ordre observée ici reste hypothétique et le lien entre la morphologie du lit de la rivière et les écoulements difficile à établir. Il semble tout de même possible d'associer les zones de mouilles à des vitesses d'infiltration plus fortes, comme c'est le cas entre 45 et 50 m et 95 et 100 m. On pourrait même émettre l'hypothèse que les successions de mouilles et de radiers semblent induire une certaine périodicité dans les écoulements avec des dynamiques similaires entre les estimations allant de 40 à 75 m et celles allant de 90 à 130 m. Toutefois, l'absence de résultats sur certaines portions limite l'interprétation de la variabilité et ne permet pas de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse. Cela pourrait toutefois sembler cohérent puisque la différence de charge locale entre la Sélune et la nappe est plus grande au niveau des mouilles, ce qui favoriserait l'infiltration d'eau.

Finalement, la difficulté d'établir un lien (ou non) entre la morphologie du lit de la rivière et les flux est peut-être due au fait que la quantification des flux se fait à échelle beaucoup plus fine que l'échelle de description du lit de la rivière. La définition des grandes structures morphologiques (radiers/mouilles) et le relevé de points GPS et de hauteurs d'eau ponctuellement le long des câbles de fibre optique pourraient ne pas suffire pour caractériser

la dynamique des écoulements. Ainsi, il aurait fallu obtenir une image plus précise de la bathymétrie du fond de la rivière, en utilisant par exemple un lidar aéroporté topo-bathymétrique, qui permet une cartographie de la bathymétrie à haute résolution à raison de 20 points de mesure par m² de sol (Lague & Feldmann, 2020).

Du fait d'une différence de charge entre l'amont et l'aval des radiers, ces zones sont généralement associées à des processus d'infiltration et d'exfiltration (Storey et al., 2003; Tonina & Buffington, 2011; Trauth & Fleckenstein, 2017). Dans le cas des résultats présentés ici, ce processus n'est pas pris en compte. L'hypothèse est faite que les flux sont descendants partout le long du câble et parfaitement verticaux. Ce point sera bien sûr abordé dans la dernière partie de la thèse lorsque seront discutées les limites de la méthode, mais il est tout particulièrement critique dans le cadre des mesures réalisées, comme ici, dans des zones de radiers. Cette hypothèse demeure toutefois cohérente dans la mesure où les écoulements sont contraints par la limite imposée dans la nappe.

Des conclusions identiques peuvent être dressées pour les résultats des mesures le long de la section F2-4 / F2-3, installée plus près de la berge. On retrouve, à l'échelle de la section, des vitesses d'infiltration du même ordre de grandeur pour le câble FO1 ainsi qu'une variabilité de second ordre, qui reste difficile à interpréter. Ces mesures ne permettent pas de mettre en avant une dynamique latérale des écoulements, alors qu'on aurait pu s'attendre à mesurer des flux plus faibles près de la berge. Toutefois, les deux câbles étant assez proches l'un de l'autre (entre 0.5 et 2 m de d'écart), la configuration n'est peut-être pas optimale pour mettre en évidence des flux latéraux.

4. Conclusions et Perspectives

Cette seconde application de la méthode sur le site de Kerrien a permis de répondre aux objectifs aussi bien d'un point de vue méthodologique qu'en matière de description des écoulements et de quantification des flux. Les conclusions et différentes discussions, concernant la mise en œuvre de la méthode, l'interprétation des données ou les estimations des flux, seront reprises en détail dans la dernière partie de ce manuscrit, dont l'intention sera de conclure et discuter la méthode dans son intégralité et de faire une synthèse des trois grandes parties de ce manuscrit.

Cette application en rivière a tout d'abord permis de répondre aux questions d'ordre méthodologique. Grâce à ces travaux, nous avons pu montrer qu'il était possible de réaliser

des expériences actives dans un fleuve de 20 m de large, ce qui offre de nouvelles perspectives quant à la généralisation de l'approche pour la caractérisation des écoulements à l'interface nappe/rivière. En décrivant précisément les étapes de préparation, l'instrumentation du site, les équipements et le matériel nécessaire à la réalisation des mesures et aussi les conditions expérimentales sur le terrain, nous proposons ainsi un guide général pour faciliter le déploiement de telles expériences sur d'autres sites et d'autres contextes.

Ensuite, nous avons montré comment il était possible d'interpréter de telles données en décrivant rigoureusement les différentes étapes de traitement. Nous avons notamment pu proposer une méthode de traitement permettant de filtrer les données de température collectées afin de s'abstraire des variations de température ambiante. Par la suite, il a été montré qu'il était possible d'automatiser pour partie l'interprétation des données, permettant d'estimer de manière distribuée les valeurs de conductivité thermique et de flux. Enfin, nous avons pu discuter de la cohérence et de la qualité des résultats des estimations et estimer les incertitudes liées au bruit des données collectées. C'est donc finalement, une méthodologie complète qui a été proposée dans cette partie en considérant toutes les étapes depuis l'installation du matériel sur le site jusqu'aux estimations des incertitudes.

Les résultats d'estimations distribuées des flux à partir des mesures actives DTS sur ce site montrent que les écoulements sont relativement peu variables dans l'espace et dans le temps. Cette variabilité semble valider l'hypothèse des conditions fortes aux limites, imposées par les pompages dans la nappe, qui tendent à homogénéiser les infiltrations vers la nappe.

Afin de confirmer cette hypothèse et de caractériser les écoulements dans un contexte plus naturel, il serait intéressant de pouvoir effectuer de nouvelles mesures sans pompage. Bien que cela puisse poser quelques contraintes pour les gestionnaires en charge de l'alimentation en eau potable de la région, l'arrêt provisoire des pompages permettrait de suivre le retour à un état plus naturel. Étant donné la forte réactivité de la nappe alluviale, on peut s'attendre à ce que l'effet de l'arrêt des pompages ait un effet rapide sur les infiltrations dans la nappe et que 2 ou 3 jours d'arrêt suffisent à voir une différence significative sur les écoulements. Cela pourrait permettre :

i) d'estimer les flux induits par le gradient naturel dans le méandre et ainsi de confirmer qu'ils sont faibles comparés aux flux induits par les prélèvements.
ii) d'aborder la question des variations ponctuelles de gradients induits par les variations du niveau de l'eau dans la Sélune et de voir si, dans un contexte naturel

d'écoulements, ces variations impactent les vitesses d'infiltration de manière assez significative pour être mesurées.

iii) d'évaluer l'impact de la morphologie de la rivière sur les écoulements. Dans un contexte naturel, les structures morphologiques devraient contrôler, de manière beaucoup plus significative, la répartition des écoulements (Cardenas et al., 2004; Stonedahl et al., 2010). Toutefois, la question de la direction des écoulements pourrait se poser, puisque, sans conditions fortes aux limites, les flux et les recirculations hyporhéiques devraient être beaucoup plus importants et s'ajouter à la dynamique d'infiltration vers la nappe (Stonedahl et al., 2010).

Discussions, Conclusions, Perspectives

L'identification et la quantification des interactions entre les nappes souterraines et les rivières, et plus généralement les eaux surfaciques, sont devenues des enjeux majeurs en termes de compréhension et d'appréhension des ressources en eau, au vu des impacts qualitatifs et quantitatifs de ces interactions sur cette ressource. En effet, ces échanges influencent directement la disponibilité de la ressource et favorisent le maintien et la préservation des écosystèmes aquatiques (Brunke & Gonser, 1997). De plus, la zone hyporhéique, lieu de rencontre des eaux souterraines et des eaux de surface, présente des propriétés physiques et chimiques spécifiques, offrant un environnement propice au développement de nombreuses espèces animales et végétales, et apparaît ainsi comme un véritable réservoir de biodiversité. Elle est de surcroît le siège d'un grand nombre de réactions biogéochimiques, qui jouent un rôle prépondérant dans l'épuration des cours d'eau, participant à l'amélioration et/ou au maintien de la qualité de l'eau (Boano et al., 2014).

Bien qu'essentielle, la caractérisation de ces échanges demeure particulièrement difficile du fait notamment de leur forte variabilité spatiale et temporelle, contrôlée à différentes échelles (allant de l'échelle du bassin versant à l'échelle très locale) par des hétérogénéités de la topographie et de la conductivité hydraulique (Brunner et al., 2017; Stonedahl et al., 2010). À ce titre, les méthodes conventionnelles d'investigation des écoulements au sein de la zone hyporhéique présentent généralement le désavantage d'être soit trop localisées (seepage-meter, profils verticaux de température, système MOLONARI, etc.) soit au contraire trop intégratives (jaugeage différentiel) pour rendre compte pleinement de cette complexité (Kalbus et al., 2006).

Dans ce contexte, le développement et l'application de méthodes de mesures distribuées de température à haute résolution par fibre optique, depuis une quinzaine d'années maintenant, ont permis de toutes nouvelles perspectives quant à la caractérisation des échanges nappe/rivière, en limitant fortement la contrainte d'échantillonnage liée aux méthodes classiques de mesure de température (Briggs, Lautz, & McKenzie, 2012; Selker, Thevenaz, et al., 2006; Selker, van de Giesen, et al., 2006). Bien que très efficace pour détecter et localiser les zones d'échanges, les méthodes passives DTS ont très vite montré leurs limites en matière de quantification des écoulements.

En parallèle des applications passives, des méthodes actives de mesures distribuées de température ont développé, notamment en hydrogéologie, et ont largement démontré leur potentiel en matière de quantification des flux (Bakker et al., 2015; T. Read et al., 2014).

Malgré ce fort potentiel, les applications de ces méthodes en rivière pour caractériser les échanges nappe/rivière sont restées, jusqu'à maintenant, relativement peu développées du fait notamment du défi technique que cela peut représenter.

Dans ce contexte, l'objectif de cette thèse était de montrer et discuter les apports des méthodes actives de mesures distribuées de température par fibre optique pour la caractérisation des échanges nappe/rivière. Ainsi, le travail s'est articulé autour de deux volets principaux. Le premier volet, d'ordre méthodologique, s'est concentré sur le développement et la validation de méthodes d'interprétation des mesures actives. En effet, les premières applications de la méthode en forages avaient montré que celle-ci restait fortement limitée et sujette à de fortes incertitudes faute d'un cadre général d'interprétation clairement défini et d'une définition des potentiels et des limites de la méthode. Une fois ce cadre défini par des simulations numériques et validé par des mesures en banc expérimental, l'application de la méthode en rivière pour caractériser les échanges nappe/rivière a ensuite constitué le second volet de ce travail. Les objectifs principaux étaient non seulement d'aborder la question de l'applicabilité de la méthode en rivière mais aussi de discuter les principaux apports et limites de celle-ci pour caractériser les écoulements dans différents contextes. Pour ce faire, la méthode a été expérimentée dans deux situations différentes, à savoir une petite rivière de tête de bassin versant d'ordre 1 et 2 puis un large fleuve, dans la partie aval du bassin versant.

Dans cette dernière partie, nous proposons une conclusion générale qui présente et synthétise les grands résultats de chacun des parties de ce manuscrit. Cela permettra de faire le lien entre ces dernières et d'avoir une vision globale sur la méthode et sur ses apports, ses limites et les perspectives qu'elle offre en matière de caractérisation des échanges nappe/rivière mais aussi plus généralement pour la mesure distribuée des flux d'eau en milieu souterrain.

1. Expériences actives : développement théorique et méthodes d'interprétation

Ce travail de thèse s'est donc concentré dans un premier temps sur le développement et la validation de méthodes d'interprétation des mesures actives DTS. Le principe des mesures repose sur l'utilisation de câbles de fibre optique enfouis et chauffés électriquement. La technologie DTS permet de suivre à haute résolution l'augmentation de température induite par l'injection d'électricité dans la gaine métallique du câble de fibre optique, qui est directement dépendante de la vitesse de circulation de l'eau dans les sédiments.

Alors que Bakker et al. (2015) et des Tombe et al. (2019) ont proposé et validé l'utilisation de solutions analytiques pour interpréter cette élévation de température et estimer les flux et que Del Val et al. (Submitted) ont décrit l'effet de la chauffe du câble de fibre optique sur la réponse thermique, l'application de la méthode restait fortement limitée et sujette à de fortes incertitudes du fait de l'absence d'un cadre général d'interprétation des mesures actives. Pour cela, il est apparu nécessaire de réaliser une nouvelle étude plus complète qui a permis dans un premier temps de définir avec précision les différents processus et régimes thermiques contrôlant l'évolution de température. Cela a ensuite conduit à proposer deux méthodes d'interprétation de la réponse thermique, validées par des mesures en banc expérimental, permettant d'estimer avec une grande précision les valeurs de conductivité thermique et de flux de manière distribuée le long des sections de câbles chauffés. La combinaison de simulations numériques et de mesures sur banc expérimental a enfin de définir les limites et l'applicabilité des méthodes d'interprétation et ainsi d'envisager la généralisation de l'approche dans différents contextes pour caractériser l'hétérogénéité des écoulements (Simon et al., Submitted).

1.1. Simulations numériques et réponse thermique caractéristique

Afin de comprendre les différents processus et régimes thermiques contrôlant l'évolution de température, un modèle numérique permettant de modéliser de manière explicite en 2D la fibre chauffée ainsi que les écoulements et les transferts de chaleur en milieu poreux saturé a été développé sous COMSOL Multiphysics®. Le câble de fibre optique a été explicitement modélisé avec un noyau en acier et une gaine en plastique afin de mieux comprendre l'effet du câble (matériau, épaisseur de couche, conductivité des matériaux) sur les transferts de chaleur.

L'élévation de température, induite par l'injection d'électricité dans le câble de fibre optique, va dépendre à la fois des propriétés thermiques des sédiments mais aussi de la vitesse de circulation de l'eau dans ces sédiments. Plus la conductivité thermique des sédiments sera importante, moins l'élévation de température sera élevée puisque la chaleur générée sera plus facilement évacuée par conduction. De la même manière, plus la vitesse de circulation de l'eau dans les sédiments sera élevée, plus l'augmentation de température sera limitée, puisqu'une partie de la chaleur générée sera dissipée par les circulations d'eau.

Les résultats ont permis de décrire précisément les trois régimes thermiques, nettement différenciés, contrôlant l'augmentation de température au cours du temps, et ainsi de définir une réponse thermique caractéristique au sein du milieu poreux. Durant les premiers temps de

l'expérience (< 2 min), la réponse thermique est dominée par les effets **thermiques capacitifs du câble de fibre optique**. Celui-ci est chauffé mais la chaleur n'a pas encore atteint le milieu poreux environnant. Dès que la chaleur atteint le milieu poreux, le deuxième régime thermique se met en place et le **transfert de chaleur dans les sédiments** est contrôlé par la **conduction thermique**. Durant cette période, l'élévation de température évolue comme le logarithme du temps (régime linéaire dans le graphe) et une solution analytique bien connue, analogue à la solution de Jacob, peut être utilisée pour interpréter cette évolution et définir la valeur de la conductivité thermique. Durant ce régime, la dissipation de chaleur par advection de fluide, et donc le flux, est encore négligeable. Enfin, pour les temps longs, on observe une stabilisation de l'élévation de température, qui dépend directement de la vitesse d'écoulement (du flux). **Plus le flux est élevé, plus la stabilisation est rapide et plus l'élévation de température est faible.** La stabilisation de l'élévation de température, observée lorsque q>0 m/s, est analogue à une condition limite de réalimentation en hydrogéologie. Elle traduit l'équivalence entre la quantité de chaleur produite et la quantité de chaleur dissipée par advection et conduction. Dans ce cas, la température est stable et n'augmente plus. À noter qu'en l'absence de flux (q=0 m/s), l'élévation de température est infinie et évolue comme le logarithme du temps.

Au-delà de la compréhension théorique des processus thermiques, ces résultats numériques ont d'importantes implications. L'élévation de température observée après stabilisation est effectivement dépendante du flux (de la vitesse de Darcy) dans le milieu. On pourrait ainsi espérer qu'il soit suffisant de mesurer cette différence ΔT obtenue après stabilisation pour en déduire la vitesse de Darcy. Toutefois, la valeur de ΔT dépend également de la conductivité thermique du milieu poreux mais aussi des effets capacitifs liés au câble utilisé. Autrement dit, une partie non négligeable de l'élévation de température mesurée, $\boldsymbol{\Delta T_{FO}}$, est induite par le câble de fibre optique. Il est donc crucial de bien prendre en compte cet effet et de l'estimer précisément sans quoi l'estimation de la vitesse de darcy sera fortement erronée. De plus, ces effets capacitifs liés au câble de fibre optique sont concomitants avec les effets de conduction de chaleur ayant lieu dans le milieu poreux. Ainsi, il n'est pas possible d'étalonner nos résultats en estimant directement l'effet du câble en laboratoire, puisqu'il faudrait être en mesure d'isoler complètement les effets capacitifs des effets conductifs.

Pour résumer, nos travaux montrent clairement comment il est possible **d'analyser la réponse thermique au cours du temps** pour mettre en évidence **i) l'effet du câble de fibre optique qui emmagasine de la chaleur durant les premiers temps de l'expérience, ii) la conduction thermique dans le milieu poreux qui se traduit par une augmentation de température proportionnelle au logarithme du temps et iii) l'effet de la dissipation thermique par advection (écoulement d'eau) qui permet de stabiliser la température aux temps longs**. La définition détaillée de la réponse thermique caractéristique a ainsi permis de proposer deux méthodes d'interprétation complémentaires qui permettent notamment de considérer l'effet du câble.

1.2. Méthodes d'interprétation

Pour le type de câble utilisé, les résultats numériques ont permis de montrer que les effets capacitifs impactaient l'augmentation de la température uniquement pendant environ les 50 premières secondes d'injection d'électricité dans la fibre. Au-delà de ce temps, l'augmentation de température est uniquement contrôlée par des processus de transfert de chaleur dans le milieu poreux, c'est-à-dire par conduction ou advection. La première méthode d'interprétation proposée consiste donc à interpréter uniquement l'augmentation de température observée au-delà de cette durée caractéristique. Pour cela, il suffit de déterminer **le temps t_c, qui marque le début de la période où l'effet du câble n'est plus significatif**. Ce temps peut être facilement déterminé graphiquement car il coïncide avec le début de la période où l'élévation de température évolue comme le logarithme du temps (régime linéaire dans le graphe mis en évidence par la pente s_1). Pour le déterminer, il est également possible de se baser sur la forme de la courbe de la dérivée de la température qui montre une bosse caractéristique de l'effet du câble. La retombée de la bosse et la stabilisation de la dérivée ensuite, vers 50 secondes, marquent la fin de l'effet d'emmagasinement de chaleur lié au câble sur l'élévation de température. **Pour des temps supérieurs à t_c, le transfert de chaleur par conduction thermique devient le processus dominant.**

L'interprétation de la réponse thermique est basée sur l'utilisation du modèle analytique MILS (Moving Instantaneous Line Source model initialement développé par Carslaw & Jaeger (1959) et Zubair & Chaudhry (1996). Dans un premier temps, le modèle est appliqué en considérant q=0 m/s afin de reproduire l'augmentation de température observée lorsque la conduction thermique est dominante. Cela permet de déduire précisément la valeur de conductivité thermique du milieu. Une fois cette grandeur estimée, le modèle analytique

peut être utilisé pour reproduire l'ensemble de l'élévation de température mesurée sur toute la période pour laquelle $t>t_c$, afin d'en déduire le seul paramètre inconnu, le flux. Cette méthode nécessite des outils de mesure de la température par fibre optique ayant une très bonne résolution temporelle afin de mettre en évidence l'effet du câble durant les premières minutes d'expérience.

La seconde méthode d'interprétation proposée présente l'avantage d'être indépendante des effets du câble observés durant les premiers temps d'observation. Simple à appliquer, elle repose sur la **définition de temps caractéristiques t_i, t_d et t_s** qui dépendent directement du flux d'eau. Le temps d'intersection t_i est défini comme l'intersection entre la période à conduction dominante et la période à advection dominante. En pratique, il est estimé comme le point d'intersection entre les droites s_1 (conduction thermique uniquement) et s_3 (stabilisation). Le temps caractéristique t_d, qui correspond au point d'intersection entre la pente s_1 et la pente s_2 peut aussi être facilement déterminé. Physiquement il correspond au moment où la dissipation de chaleur par conduction devient équivalente à la dissipation par advection. Enfin, la vitesse de Darcy peut également être définie par le temps nécessaire pour atteindre la stabilisation de la température, c'est-à-dire le temps pour lequel l'élévation de température atteint 99% de la valeur d'élévation de température maximale. Grâce à des développements analytiques, il a été possible de montrer que ces trois temps caractéristiques sont reliés à la valeur du flux. Pour déduire cette valeur, il suffit de connaître au préalable les propriétés thermiques, et en particulier la conductivité thermique du milieu poreux, celle-ci peut facilement être déduite à partir de la **pente s_1 en utilisant la méthode d'interprétation initialement développée par Blackwell (1954)**. Le principal avantage de cette méthode vient du fait que ces temps caractéristiques sont complètement indépendants des effets capacitifs liés à la fibre optique.

Finalement, deux méthodes d'interprétation indépendantes ont été définies pour interpréter la réponse thermique et permettre d'estimer de manière distribuée le long du câble la conductivité thermique et les flux. Cela fournit un cadre théorique général rigoureux, indispensable à l'interprétation des mesures de flux par fibre optique.

1.3. Validation par des mesures en banc expérimental

Afin de confirmer les résultats théoriques et les méthodes d'interprétation, des mesures actives ont été réalisées en laboratoire. Les expériences ont été menées en installant un câble de fibre optique chauffant dans un banc expérimental, où les vitesses d'écoulement sont parfaitement connues et imposées. Pour mettre en évidence l'effet du flux sur la réponse thermique mesurée, une succession de mesures actives ont été réalisées en faisant varier le débit d'écoulement dans le banc imposé pour chaque expérience. Pour chaque débit testé, des mesures actives de température ont été réalisées, avec des périodes de chauffe variant de 4 à 8 h, permettant de mesurer l'augmentation de température associée à chaque flux. Des mesures sans écoulement, en milieu saturé, ont également été réalisées afin de mesurer l'augmentation de température uniquement due à la conduction thermique, sans flux.

Les résultats expérimentaux sont en parfaite adéquation avec les développements théoriques. Un des résultats clé est que **la qualité des mesures de températures de mesures est assez bonne pour mettre en évidence les processus de conduction et d'emmagasinement de chaleur dans le câble de fibre optique lui-même**, à partir du calcul de la dérivée logarithmique de la température, qui se produisent pourtant dans les tout premiers instants suivant l'injection d'électricité dans le câble. Ainsi, pour chaque expérience réalisée, les trois régimes thermiques contrôlant la réponse thermique ont pu être clairement identifiés. **Après le régime dominé par les transferts de chaleur au sein du câble de fibre optique, le régime de conduction dominant et le régime d'advection dominante ont pu être nettement définis pour chaque réponse thermique, confirmant les résultats théoriques**. Le régime de conduction dominant se traduit par une augmentation constante de température (évoluant comme le logarithme du temps), similaire pour chaque réponse thermique mesurée. Cela a permis de confirmer que, durant cette période, l'élévation de température est exclusivement contrôlée par les propriétés thermiques du milieu poreux, notamment par la conductivité thermique, et qu'elle est complètement indépendante du flux. La réponse thermique mesurée sans écoulement a également permis de confirmer, qu'en régime conductif pur, la température continue d'augmenter avec le temps alors qu'elle se stabilise lorsqu'il y a écoulement. Conformément aux résultats théoriques, cela démontre que pour des temps longs, dépendants de la valeur de flux, il y a stabilisation de la température. Dans ce cas, la quantité de chaleur qui est injectée dans le milieu est totalement dissipée par l'écoulement du fluide qui devient le processus dominant à long terme. La valeur de ΔT, de

l'augmentation totale de température, diminue avec l'augmentation du flux imposée dans le banc, puisque des flux plus importants vont dissiper plus efficacement la chaleur émise.

Ces résultats expérimentaux ont également permis de valider les deux méthodes d'interprétation, qui ont toutes deux ont été appliquées sur les différents tests, réalisés pour des flux différentes.

- D'abord, ils ont ainsi permis de confirmer qu'il était possible d'estimer la valeur de conductivité i) en utilisant le modèle analytique MILS en considérant une valeur de flux nulle (q=0 m/s) pour reproduire l'augmentation de température observée durant la période de conduction dominante et ii) à partir de l'estimation graphique de la pente s_1, correspondant à l'augmentation de température pendant la période de conduction dominante, et en utilisant la méthode initialement développée par Blackwell (1954). Ces deux approches ont conduit à des résultats similaires quant à l'estimation de la valeur de conductivité thermique, indépendamment du flux considéré. Dans les deux cas, les conductivités thermiques estimées sont cohérentes, avec des valeurs de RMSE ≈ 0.04 °C pour la première méthode), et similaires pour les différents tests, même si l'incertitude augmente lorsque le flux augmente. La durée de la période de conduction dominante, étant dépendante du flux, peut être particulièrement courte pour des flux importants, ce qui rend plus difficile la définition de cette période et l'approximation de la pente. Ces résultats confirment toutefois que la méthode est facilement applicable et valide le fait que l'effet de l'advection sur la dissipation de la température est négligeable durant les premiers temps de chauffe. Ainsi, quel que soient les flux, il reste possible d'estimer la conductivité thermique avec une assez bonne précision.

- Ensuite, les résultats expérimentaux ont permis de valider la possibilité de quantifier, une fois la valeur de conductivité thermique fixée, les flux liés à l'écoulement du fluide en i) reproduisant l'évolution de la température pour tous les temps $t>t_c$ en utilisant le modèle MILS et ii) déterminant les temps caractéristiques qui permettent de calculer directement la vitesse de Darcy. Les deux approches ont montré de très bons résultats. Le modèle analytique a ainsi été utilisé avec succès pour reproduire chaque courbe expérimental en considérant la valeur de flux imposée dans le banc, avec des résultats très concluants (RMSE comprises entre 0.03 et 0.06°C). Notons également cette approche permet d'estimer ΔT_{FO}. Comme cette valeur dépend uniquement des propriétés du câble, elle sera la même pour toutes les autres expériences utilisant le même câble. Il est ainsi possible

d'étalonner ou d'estimer l'effet du câble en laboratoire, avant de réaliser des mesures sur site naturel. Pour la seconde approche, **les flux déterminés à partir des temps caractéristiques sont parfaitement cohérentes avec les conditions expérimentales et les erreurs associées sont particulièrement faibles (< 2%)**. La précision remarquable des mesures d'écoulement est à souligner, surtout lorsque l'on compare avec des mesures de perméabilité dont la précision est généralement beaucoup plus faible.

- Enfin, ces expériences ont montré la possibilité de modéliser, avec le modèle analytique MILS, l'évolution de la température à différentes distances du câble de fibre optique, ce qui renforce son utilisation et la possibilité de modéliser l'évolution spatiale de la température. Dans ce cas, seuls les processus de transferts de chaleur dans le milieu poreux contrôlent l'évolution de température, qui est donc complètement indépendante de la conduction au sein du câble de fibre optique. Le modèle MILS est dès lors utilisé pour reproduire l'ensemble de la réponse thermique, ce qui revient à une application similaire à celles proposées de Bakker et al. (2015) et des Tombe et al. (2019), qui utilisent un câble chauffant indépendant du câble de fibre optique qui mesure l'évolution de la température.

Pour résumer, les deux méthodes d'interprétation ont pu être validées avec les données expérimentales de laboratoire pour lesquelles les écoulements étaient connus et imposés, validant la possibilité d'obtenir des mesures distribuées de conductivité thermique et de flux d'eau avec une excellente précision comparée aux méthodes conventionnelles.

En dernier lieu, les mesures expérimentales en banc ont permis de confirmer la relation de proportionnalité existant entre l'augmentation de température pour tous temps t et la puissance électrique injectée. En faisant varier la puissance électrique au cours d'une expérience de chauffe, il a été montré que la valeur de ΔT_{FO} comme celle de ΔT_{PM} était proportionnelle à Q. Ainsi, le changement d'une puissance $Q_1 \rightarrow Q_2$ au cours d'une expérience de chauffe induit l'équivalent d'une nouvelle réponse thermique de puissance $[Q_2 - Q_1]$, pour laquelle les trois régimes thermiques peuvent être à nouveau identifiés. Cela confirme la possibilité de travailler avec des valeurs de ΔT normalisées ($\Delta T/Q$), ce qui présente l'avantage de pouvoir comparer plus facilement des jeux de données acquis avec différentes puissances électriques. Toutefois, l'interprétation des données à partir des valeurs de ΔT normalisées n'est pas conseillée, puisque leur normalisation implique une diminution de la résolution des

données. Enfin, lors de mesures sur le terrain et lorsque les flux sont relativement stables dans le temps, il serait intéressant de faire varier la puissance injectée afin de déterminer plus précisément la valeur de ΔT_{FO}, celle-ci pouvant d'exprimer telle que $\Delta T_{FO}=aQ$, avec a une constante de dimension [°C.W/m].

1.4. Applicabilité de la méthode sur le terrain

La validation des développements théoriques par les tests expérimentaux a ensuite permis de s'intéresser aux limites et à la question de l'applicabilité de la méthode sur le terrain. Ces questions ont été abordées en utilisant i) des abaques, définis à partir du modèle analytique, permettant d'associer directement une valeur de ΔT à une valeur de flux, en fonction de la conductivité thermique et pour un temps t, et qui ont conduit à définir les limites de la méthode, et ii) les équations reliant les temps caractéristiques à les flux d'écoulement, qui ont permis de discuter l'applicabilité de la méthode en fonction de la conductivité et du gradient hydrauliques.

Les résultats ont montré que des variations significatives de ΔT sont observées pour des flux compris **sur une gamme de 3 ordres de grandeur allant d'environ $3x10^{-6}$ à $5x10^{-3}$ m/s** (pour une durée de chauffe de 4 h), et ce quelle que soit la conductivité thermique. L'augmentation de la durée de chauffe contribue à augmenter la gamme de flux investigués et **la limite de détection est réduite à $1x10^{-6}$ m/s après 24 h de chauffe**. **Cette large gamme est remarquable et devrait permettre de caractériser les écoulements aussi bien induits sous l'effet de gradients hydrauliques naturels qu'induits par des pompages. La méthode est également adaptée pour quantifier les écoulements pour la gamme des conductivités hydrauliques généralement rencontrées dans les aquifères** (Marsily, 1976).

1.5. Limite instrumentale

Au vu de la taille du banc expérimental et de la résolution spatiale des mesures, il s'est posé la question de la faisabilité des mesures actives DTS en laboratoire. Cela revient finalement à discuter de la représentativité des données de température collectées. Pour cela, **plusieurs approches ont été utilisées et comparées afin de définir la résolution spatiale effective des données**. Ce terme désigne la résolution spatiale des données acquises sur le terrain, qui se distingue de la valeur généralement donnée par les fournisseurs, cette dernière étant déterminée dans des conditions idéales, parfaitement contrôlées, très éloignées des conditions de terrain. Les analyses sont basées sur les données expérimentales acquises en

laboratoire et sur un modèle reproduisant des données de température collectées par une unité DTS en fonction de sa résolution spatiale.

Tout d'abord, il a été montré que le calcul des longueurs de corrélation à partir des données acquises dans les bains de calibration, permettait d'estimer la résolution spatiale des unités de mesure, dont la valeur était en accord avec les caractéristiques du fournisseur. Ensuite, l'utilisation de la méthode classique développée par Tyler et al. (2009), basée sur l'analyse du signal mesuré par l'unité en réponse à un changement abrupt de température, a permis de conclure que la résolution spatiale effective, pendant les tests chauffés, dépendait à la fois de la résolution spatiale de l'unité de mesure mais également de la conduction de chaleur le long du câble de fibre optique. Cette dernière est due à la conductivité thermique du câble et induite sous l'effet de gradients de température. Il en découle que la définition d'une valeur unique de résolution spatiale n'est pas pertinente dans la mesure où celle-ci va évoluer dans l'espace et dans le temps, et notamment le long des sections chauffées, en fonction des gradients de température induits par la chauffe du câble.

Dès lors, **une nouvelle méthode, dite méthode « des dérivées »**, a pu être développée et proposée. En calculant la dérivée de température en fonction de la distance, il est ainsi possible d'identifier les zones où la différence de température mesurée entre deux points de mesure consécutifs est trop importante pour que la température mesurée soit représentative de la température effective. Cette approche permet ainsi **d'évaluer rapidement et simplement la représentativité des mesures de température collectées le long des sections chauffées et de définir les endroits où les données collectées peuvent être validées et considérées comme significatives**. Cette méthode peut être utilisée pour chaque application, et tout particulièrement lors des mesures chauffées puisque l'injection d'électricité dans le câble va induire des effets conductifs particulièrement importants le long du câble. À noter que la conduction le long du câble dépend également de la puissance électrique injectée. Celle-ci sera donc limitée afin de conserver une résolution spatiale effective.

L'application de ces trois méthodes sur les données expérimentales a permis de valider les mesures expérimentales et de définir les endroits où les mesures étaient significatives. Plus généralement, cela a permis de montrer la faisabilité et la cohérence des données de fibre optique acquises en banc. Ces travaux ont également montré que nos équipements permettaient d'avoir en pratique une excellente résolution spatiale de l'ordre de 50 à 80 cm selon les équipements utilisés.

Enfin, cette analyse a permis de mettre en évidence une des limites de la méthode, qui s'avère être une **limite d'ordre instrumental**. Des hétérogénéités de propriétés thermiques, des écoulements localisés ainsi que des variations abruptes de l'un ou l'autre de ces paramètres dans l'espace devraient être en théorie associées à des variations tout aussi locales ou abruptes des réponses thermiques observées. Or, il ne sera pas possible de mesurer ces changements si les variabilités sont à une échelle inférieure à la valeur de la résolution spatiale effective et la réponse thermique mesurée associée à ce changement ne sera pas représentatif de ces processus. Ainsi, l'application de la méthode sera **limitée dans les milieux fortement hétérogènes à très petite échelle**, où des outils de mesure très précis devront être utilisés pour caractériser la variabilité des écoulements.

2. Apports de la méthode pour la caractérisation des échanges nappe/rivière

Une fois les méthodes d'interprétation définies et validées par des mesures expérimentales en laboratoire, il apparaît que les méthodes actives ont un fort potentiel dans la caractérisation des échanges nappe/rivière, puisqu'elles offrent **la possibilité de quantifier de manière distribuée les flux à haute résolution, ce qui peut permettre de rendre compte de la complexité spatiale de ces échanges**.

L'application de la méthode en rivière s'est faite sur deux sites d'études présentant des contextes différents, pour lesquels des conditions d'expérimentation différentes ont également été proposées :

- Sur le site de Kerrien-Kerbernez, où 60 mètres de câble chauffant ont été installés dans les sédiments d'un petit cours d'eau d'ordre 1 de tête de bassin versant. L'application de la méthode a été ponctuelle et s'est déroulée sur trois jours consécutifs, au cours desquels le câble a été installé, des mesures actives ont été réalisées et le câble a été désinstallé. Au moment de l'expérience, en fin de période de hautes eaux, la rivière était alimentée par la nappe. Ces résultats ont pu être comparés à des mesures passives DTS conduites pendant 8 mois sur le même site.
- Au niveau du site expérimental de Signy, situé dans la partie aval du bassin versant de la Sélune, où le fleuve se caractérise par une large envergure (20-30 m) et s'écoule au milieu d'une plaine alluviale. Les équipements nécessaires à la réalisation des mesures actives (câbles électriques et câbles de fibre optique) ont été enfouis et installés sur le site de manière pérenne afin de pouvoir réitérer les mesures à différentes périodes du cycle hydrologique. La forme en méandre que présente la Sélune au niveau du site de

Signy associée aux prélèvements d'eau dans la nappe alluviale pour l'alimentation en eau potable induit, au niveau du site expérimental, une infiltration permanente de la rivière vers la nappe qui vient soutenir les prélèvements en eaux souterraines.

Ces expérimentations ont permis de démontrer l'applicabilité de la méthode à l'interface nappe/rivière et son intérêt pour caractériser les écoulements au sein de cette interface. Les mesures à haute résolution de température permettent de résoudre la contrainte d'échantillonnage liée aux méthodes classiques de mesure et de quantifier ces échanges à une toute nouvelle échelle. La précision de l'estimation des valeurs distribuées de conductivité thermique et de flux fait de cette approche un outil unique et novateur permettant de répondre aux difficultés liées à la caractérisation de la forte variabilité spatiale des écoulements.

2.1. Application en rivière pour caractériser les échanges nappe/rivière

2.1.1. Application de la méthode sur le terrain

Les deux applications sur site ont tout d'abord démontré **la faisabilité de réaliser en rivière des mesures actives DTS en utilisant un même câble comme source de chaleur et outil de mesure de température**. Cela requiert la préparation en amont des connectiques électriques, c'est-à-dire des jonctions entre le câble de fibre optique et les câbles électriques, et l'enfouissement du câble chauffant dans les sédiments du lit de la rivière. Les expériences ont ainsi pu montrer qu'il était possible d'injecter de l'électricité dans les sections chauffées de manière sécurisée grâce à des câbles électriques et des connectiques étanches et protégés.

Afin d'appliquer la méthode en rivière, deux approches peuvent être envisagées. Tout d'abord, des mesures ponctuelles peuvent être réalisées, comme ce fut le cas sur le site de Kerrien. Cette approche semble particulièrement bien adaptée pour investiguer les écoulements dans les petits cours d'eau, où l'installation du câble chauffant peut se faire rapidement et facilement. Dans ce cas, l'application de la méthode reste, somme toute, relativement simple et peut permettre d'estimer de manière ponctuelle les écoulements. Cette approche peut être suffisante pour calibrer un modèle d'écoulements, en complément d'autres mesures ou comme première approche en vue d'investigations supplémentaires. Des répétitions de mesures pourront permettre de suivre l'évolution des écoulements dans le temps mais la comparaison des résultats d'une semaine sur l'autre sera difficile car les sections

chauffées ne pourront jamais être strictement installées à l'identique (dans l'espace notamment).

Bien entendu, cette approche n'est pas envisageable pour de larges cours d'eau, comme pour le site de Signy par exemple, où la hauteur d'eau dans la rivière peut notamment rendre difficile l'enfouissement rapide des câbles. Dans ce cas, l'application de la méthode requiert une installation pérenne et sécurisée des équipements sur le site. Cela rend possible le suivi temporel de la dynamique des écoulements avec une grande précision, notamment due au fait que les mesures se font strictement aux mêmes endroits dans le cours d'eau. Ceci a été notamment démontré à partir des mesures dans la Sélune, qui présentaient une très bonne reproductibilité. Cependant, une telle approche est beaucoup plus contraignante en matière d'installation et de logistique, car elle requiert le déploiement sécurisé des instruments, et notamment des câbles électriques qui doivent être protégés et enfouis.

L'application sur le site de Kerrien avait mis en évidence les difficultés techniques que pouvaient poser l'enfouissement des câbles chauffants. Ainsi, **le développement d'une charrue**, un outil qui peut être tractée et qui permet d'installer plus facilement le câble dans les sédiments, a été conçu avant l'application de la méthode sur la Sélune. En plus de faciliter grandement le déploiement des câbles dans les sédiments, son utilisation a également permis de minimiser son impact sur le lit de la rivière, tout en assurant un enfouissement à une profondeur relativement constante. Cet outil présente ainsi un véritable avantage pour l'application de la méthode et s'avère particulièrement utile pour le déploiement de câbles dans des milieux homogène ou meubles.

L'applicabilité de la méthode dépend toutefois de la possibilité d'enfouir les sections chauffantes dans les sédiments de la rivière, ce qui fortement contraint par la nature du lit de la rivière. Ainsi, l'application de la méthode restera limitée dans certains cas et notamment lorsque le cours d'eau s'écoule directement sur la roche mère peu ou pas altérée.

2.1.2. Acquisition des données : puissance électrique injectée

Comme on a pu le voir, l'acquisition des données nécessite un équipement relativement lourd et beaucoup de logistique, surtout si les mesures ont lieu durant plusieurs jours consécutifs. Les équipements, notamment les unités DTS et le Heat Pulse System, doivent être installés dans un environnement sécurisé, à l'abri des conditions atmosphériques (précipitations, vent, température extérieure).

Lors des mesures expérimentales en laboratoire ou sur le terrain, **la question de la puissance électrique injectée** est apparue comme centrale. Tout d'abord, l'injection d'un courant stable et fiable au cours de l'expérience de chauffe est essentielle au bon déroulement des mesures actives, sans quoi l'interprétation des données serait biaisée. Cela peut s'avérer difficile étant donné que la résistance du câble varie avec sa température. Il est donc indispensable de disposer d'un Heat Pulse System qui mesure en continu la résistance du circuit électrique et qui ajuste en permanence la valeur de l'intensité et de la tension délivrée pour assurer une source d'électricité (puissance) stable durant l'expérience.

D'après nos expériences, il semble qu'une **puissance électrique comprise entre 15 et 35 W/m** permette d'obtenir des résultats concluants. En effet, la puissance injectée doit être assez forte pour avoir une résolution suffisante sur la mesure de température pour estimer précisément les flux, mais pas trop élevée pour ne pas réduire la possibilité de caractériser des variabilités locales à petite échelle. En effet, plus la puissance injectée est importante, plus la gamme des ΔT mesurés sera large (pour une même gamme de flux) et par conséquent plus l'estimation des flux sera précise. Cependant, cela peut également induire une augmentation des différences locales de température plus importantes, dont la mesure ne sera pas significative du fait de la résolution spatiale des unités DTS. De surcroît, augmenter la puissance injectée exacerbe les gradients locaux de température, augmentant ainsi les effets de conduction de chaleur le long du câble et donc la résolution spatiale effective. Dans tous les cas, il est essentiel de garder la température inférieure à 50 °C. Au-delà de cette valeur, les propriétés thermiques des sédiments pourraient être affectées de manière significative (Smits et al., 2013), ce qui impacterait par extension l'élévation de température lors de l'expérience chauffée.

Cependant, il est tout à fait envisageable de réaliser des tests chauffés avec des puissances injectées plus faibles (jusqu'à 5 W/m). Cela peut présenter l'avantage de réduire la source d'électricité nécessaire et/ou de chauffer potentiellement de plus grandes sections de câble. Toutefois, cela diminue fortement la résolution des données de température collectées et donc la précision sur les estimations. Finalement, le choix de la puissance dépendra de la précision souhaitée et une plus faible puissance électrique pourrait être parfaitement adaptée lorsque la gamme de flux attendue est particulièrement large, dans un contexte très hétérogène par exemple.

2.1.3. Traitement des données

Comme détaillé dans la partie concernant l'application sur la Sélune, le (pré)traitement peut constituer une étape assez lourde au vu notamment du nombre conséquent de données acquises pour chaque expérience active réalisée. Cette étape comprend notamment la validation des données collectées afin de garantir leur représentativité. Pour cela, la méthode des dérivées a été appliquée pour les données collectées sur les sites d'étude.

Concernant l'application sur la Sélune, l'opération a été reproduite pour chaque expérience active réalisée sur chaque section chauffée, puisque la significativité des mesures peut évoluer d'une semaine expérimentale à l'autre (certaines parties initialement enfouies pouvant se retrouver en dehors des sédiments, ou inversement), mais aussi entre deux chauffes consécutives réalisées sous deux puissances électriques différentes. Il est apparu que, en dépit des sections de câble non enfouies, les résultats étaient globalement corrects. Le nombre de points de mesure validés est généralement assez important pour permettre une bonne caractérisation de la variabilité spatiale des écoulements. La seule exception est pour la section F2-2 / F2-1, dont l'enfouissement n'avait été que très ponctuel. Dans la majorité des cas, les points de mesure non validés se résument aux sections de câble non ou mal enfouies et à leurs voisins proches. Cela est cohérent avec les profils de température mesurés en chauffe qui présentent une faible variabilité spatiale. Les variabilités étant plus larges que la résolution spatiale des mesures, ce qui rend la méthode particulièrement bien adaptée pour caractériser les échanges nappe/rivière sur ce site.

Pour le site de Kerrien en revanche, en plus des sections non enfouies qui avaient pu être repérées lors de l'installation du câble, le profil de température présente une variabilité beaucoup plus importante que celle observée sur la Sélune, avec des valeurs de ΔT très contrastées tout au long du profil et à très faible échelle. La variabilité des températures étant plus importante que la résolution spatiale, cela s'est traduit par le retrait du jeu de données d'un nombre plus conséquent de points de mesure. Cela a abouti à des estimations relativement ponctuelles des valeurs de conductivité thermique et de flux, rendues tout de même possibles par la présence de quelques portions de câble présentant une certaine homogénéité des valeurs de température mesurées. Cette forte variabilité se retrouve d'ailleurs dans les valeurs estimées, aussi bien en matière de conductivité thermique que de flux. Cet exemple tend à démontrer que l'application de la méthode peut être limitée lorsque la variabilité spatiale est trop importante, ou tout du moins à une échelle plus faible que la

résolution spatiale des données. Malgré tout, l'application de la méthode sur Kerrien a tout de même permis d'interpréter les résultats pour un nombre de points de mesure somme toute conséquent (172 points), ce qui a amplement suffi à caractériser les échanges nappe/rivière et à discuter de leur variabilité spatiale, sachant qu'un tel échantillonnage n'aurait, de toute façon, été possible avec aucune autre méthode.

2.1.4. Interprétation des résultats

Après le traitement des données, il s'est agi d'interpréter les réponses thermiques mesurées le long des sections chauffées afin d'estimer les valeurs distribuées de conductivité thermique et de flux. L'approche requiert d'interpréter les données, les mesures ne fournissant pas de résultats directs, comme c'est le cas par exemple pour d'autres méthodes conventionnelles (comme les seepage meters par exemple).

Pour cela, **une méthode semi-automatique d'interprétation des réponses thermiques a été développée sous MatLab®**. Les routines d'interprétation sont basées sur la première méthode d'interprétation proposée suite aux développements théoriques, qui consiste à reproduire l'élévation de température induite par la propagation de chaleur dans les sédiments à partir du modèle analytique MILS. Cette méthode est apparue comme plus propice à une automatisation, la seconde, basée sur la définition des temps caractéristiques, étant privilégiée pour des estimations au point par point et permettant de valider les résultats des modèles semi-automatiques.

Les résultats de l'interprétation semi-automatique des données ont tout d'abord été vérifiés en regardant la cohérence des valeurs de conductivité thermique et de flux estimées avec l'analyse qualitative effectuée, qui permet, au préalable à l'interprétation, de mettre en évidence certaines différences significatives et nettes en matière de conductivité thermique et/ou de flux. Ensuite, les estimations ont pu être confirmées en comparant les résultats d'un nombre assez grand de points (au moins 10 par section chauffée et par expérience) avec des interprétations « manuelles », en appliquant les deux méthodes d'interprétation, c'est-à-dire le modèle analytique et l'approche graphique. La comparaison des résultats avec ces interprétations manuelles a non seulement permis de valider l'interprétation semi-automatique des données, mais aussi de valider la valeur de ΔT_{FO}, estimée et appliquée lors de l'interprétation.

Ensuite, les résultats de l'application sur la Sélune, grâce aux variations temporelles observées, ont permis de montrer la **bonne reproductibilité des mesures de température, mais aussi des estimations**, au cours d'une même semaine expérimentale mais aussi d'une semaine à l'autre. Ceci est un résultat fort en matière de méthodologie, puisque la reproductibilité des mesures de température valide les installations, les calibrations des unités DTS ainsi que le protocole général mis en place lors de l'acquisition des données. La bonne reproductibilité des estimations, malgré le bruit des données de température, permet une nouvelle fois de valider la méthode d'interprétation semi-automatique des données et conforte la précision des estimations.

Enfin, **l'incertitude des estimations** liée aux bruits des mesures de température peut être également définie de manière semi-automatique. Il a ainsi été montré que le bruit pouvait avoir un impact significatif sur les très faibles valeurs de flux ($<5x10^{-6}$ m/s), pour lesquelles les variabilités de flux observées sont généralement inférieures à l'incertitude de mesure. Au-delà de ce seuil, les variabilités observées, dans les deux exemples d'application, sont supérieures à cette incertitude. Ainsi, malgré un bruit dans les données, les mesures de température avec l'unité DTS sont assez bonnes pour permettre une estimation précise des écoulements et rendre compte de variations significatives de flux le long du câble.

Finalement, le développement d'une méthode d'interprétation semi-automatique a été essentiel au vu de l'importance des données à analyser. Cela facilite l'interprétation des données et rend possible la détermination de la distribution de la conductivité thermique et de flux pour l'ensemble des points de mesure le long des sections chauffées. Avec ces routines d'interprétation validées, la méthode est désormais complète et précise.

2.1.5. Limites spécifiquement liées à l'application de la méthode en rivière

Les deux applications de la méthode ont également mis en avant **certaines limites spécifiques à l'application de la méthode en rivière qui sont principalement liées à l'installation du câble et aux conditions de température aux limites.**

[1] L'une des principales limites est celle liée à **l'enfouissement des câbles de fibre optique**. Pour les applications en hydrogéologie, l'installation verticale de câbles, par des méthodes de Direct Push, en forages ou dans des milieux non consolidés paraît beaucoup plus simple, ou tout du moins assez courant. En rivière, l'installation est plus malaisée à cause du

niveau d'eau dans la rivière, qui limite l'accès au lit de la rivière et qui peut fortement varier dans l'espace à cause notamment de la présence de mouilles, ou encore à cause de la nature du lit de la rivière, qui ne permet pas toujours l'enfouissement des câbles. Ces facteurs peuvent rendre difficiles le contrôle sur la profondeur d'enfouissement et aussi la localisation précise des mesures dans la rivière.

[2] De plus, cette méthode reste bien sûr une **méthode intrusive**. Son application en rivière a nécessairement un impact sur l'environnement, puisqu'elle affecte directement la structure du lit de la rivière, qui abrite un écosystème particulièrement fragile. Toutefois, quelques précautions permettent de limiter son impact environnemental comme l'utilisation de la charrue pour enfouir le câble, qui limite la destruction du lit de la rivière, ou encore l'installation des équipements en dehors des périodes de reproduction des poissons. De plus, les câbles utilisés sont normalement inertes, ce qui limite la libération de particules de plastique sous l'effet de la dégradation de la gaine plastique extérieure.

[3] Une fois le câble installé, se pose la question de l'intégration et de l'imbrication de celui-ci dans le milieu sédimentaire. Il y a toujours un doute sur le fait que le milieu enrobe complètement le câble, et tout particulièrement lorsque les sédiments du lit de la rivière sont hétérogènes et plus ou moins grossiers. Lors de l'application sur la Sélune, l'homogénéité des conductivités thermiques estimées avaient conduit à émettre l'hypothèse que les éléments les plus fins, comme le sable, étaient venus combler les vides autour du câble lors de son installation, créant à proximité un environnement relativement homogène. Cela implique toutefois une certaine hétérogénéité, au-delà de cette fine enveloppe de sable, pouvant potentiellement être associée à une hétérogénéité en matière de propriétés thermiques. Dès lors, il serait pertinent d'évaluer, par des simulations numériques supplémentaires, l'influence de cette hétérogénéité sur la propagation de chaleur dans le milieu et donc sur la réponse thermique mesurée lors des expériences actives.

[4] La **profondeur d'enfouissement du câble** est également un point critique qu'il faut discuter plus en détail. En effet, si cette profondeur, c'est-à-dire la distance entre la section chauffée et la rivière, est faible, la température de la rivière pourrait potentiellement impacter la réponse thermique, dès lors que la chaleur produite par l'expérience de chauffe se propage jusqu'à cette limite. Dans ce cas, comment cette limite de température constante va-t-elle impacter la réponse thermique mesurée au niveau du câble chauffé ?

Pour répondre à cette question, des premières simulations ont été faites à partir du modèle COMSOL Multiphysics ® développé pour modéliser la réponse thermique lors des expériences actives. Pour ces tests, nous avons considéré une limite de température de rivière constante et une différence de température initiale entre la rivière et le milieu poreux de 5 °C (la température de la rivière étant définie comme plus faible que celle de la nappe). Des simulations ont été réalisées en considérant un flux ascendant égal à $2x10^{-5}$ m/s et différentes distances entre la source de chaleur et la limite. La Figure d-1 résume les résultats de ces simulations. Il apparaît que la limite affecte la réponse thermique de manière significative (jusqu'à 2 °C de différence) seulement pour des profondeurs d'enfouissement inférieures à 5 cm et en entraînant une stabilisation plus rapide de la température. En reproduisant ces simulations pour des différences de température plus ou moins grandes, il est apparu que cet effet diminuait fortement avec la diminution de l'écart de température entre les deux compartiments. Bien que des simulations supplémentaires doivent être réalisées afin de comprendre pleinement cet effet, on peut déjà émettre les hypothèses que i) l'effet de la rivière comme limite à température constante peut être considéré comme négligeable dès lors que la profondeur d'enfouissement est supérieure à 5 cm ; ii) cet effet sera d'autant moins important pour des flux plus faibles, pour lesquels la propagation de chaleur sera plus concentrique et concentrée autour de la source de chaleur ; iii) cet effet pourrait être considéré comme négligeable quelle que soit la profondeur d'enfouissement dans le cas de flux descendants, dans la mesure où l'advection descendante limite la propagation de chaleur vers la rivière (à contresens des écoulements) ; iv) cet effet dépend également de la différence de température entre la rivière et la nappe.

Plus généralement, on peut émettre l'hypothèse que cet effet dépend principalement du **sens des écoulements** et de la différence de température entre la rivière et les sédiments, mais que celui-ci est relativement limité. Cela est assez cohérent avec le fait que la source de chaleur corresponde également au point de mesure de température et que les fortes élévations de température sont dès lors très concentrées autour de cette source de chaleur. Dans le cadre des applications sur la Sélune, cet effet peut être considéré comme nul puisque la rivière s'infiltre vers la nappe et que le câble a été installé à 10, voire 20 cm de profondeur. Pour l'application sur Kerrien en revanche, du fait des exfiltrations vers la rivière, cet effet pourrait être non négligeable. Toutefois, au moment de l'expérience, une différence de 1 °C a été mesurée entre les deux compartiments, ce qui laisse supposer que l'effet de la limite peut aussi être considéré comme très et vraisemblablement négligeable.

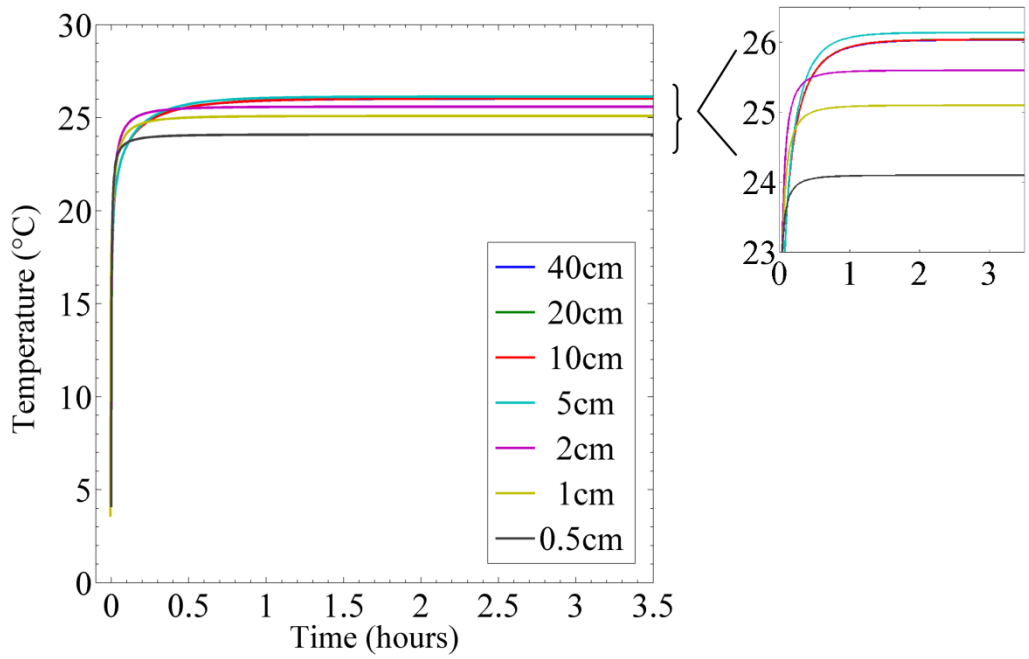


Figure d-1. Évolutions de température modélisées pour différentes profondeurs d'enfouissement en considérant un flux ascendant égal à $2x10^{-5}$ m/s et une température constante en limite supérieure du modèle inférieure de 5 °C de la température du milieu poreux.

[5] Comme il a été souligné lors du traitement des données acquises sur le site de la Sélune, l'une des principales limites pour l'application de la méthode en rivière est due **aux variations journalières de température de la rivière**. En effet, les variations de température enregistrées le long des sections chauffées ne dépendent pas uniquement de l'expérience de chauffe mais également des variations induites sous l'effet de la propagation en profondeur des variations de température de la rivière. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de **flux descendants**, comme dans l'exemple de l'application sur la Sélune, puisque les transferts de chaleur par advection vont favoriser la propagation de ces variations en profondeur (Constantz, 2008). Au contraire, dans le cas de flux ascendants, comme c'est le cas pour l'application sur Kerrien, ces variations se propagent peu en profondeur et il peut être considéré que les variations de température enregistrées dépendent uniquement de l'injection de chaleur dans le milieu.

L'interprétation des données de la Sélune a donc conduit **à développer une méthode de traitement pour filtrer de ces données afin de s'abstraire de ces variations naturelles de température**. L'approche développée et détaillée en partie 3 (chapitre 3) a permis de filtrer efficacement les données et pourra ainsi être utilisée dans le cadre d'autres applications. En revanche, il est important de noter que son application requiert de définir une section de référence, le long de laquelle les variations de température enregistrées pourront être utilisées pour filtrer les données. Cela nécessite de mesurer, en parallèle des sections chauffées, les

évolutions de température le long d'une portion de câble assez longue, enfouie et non chauffée, ce qui doit être pris en compte lors du déploiement des équipements en rivière.

Le principe du filtrage repose sur la possibilité d'identifier, pour chaque point de mesure situé le long d'une section chauffée, un point de référence dans une section non chauffée qui présente les mêmes variations naturelles de température au cours du temps. Ces variations dépendent de trois grandeurs : les propriétés thermiques, le sens et l'intensité du flux et la profondeur d'enfouissement du câble. Pour l'application sur la Sélune, il a été possible de définir facilement des points de référence pour une large majorité des points, probablement du fait de la faible variabilité de conductivité thermique et de flux observée. Toutefois, dans un milieu plus hétérogène, ce point pourrait être beaucoup plus critique et même rendre le filtrage des données impossible avec cette approche.

[6] Cependant, il reste possible de tirer avantage de cet effet puisqu'il peut permettre de déterminer **la direction du flux**, ce qui s'avère être un autre point critique et une des limites majeures de la méthode. En effet, la réponse thermique mesurée est identique indépendamment du sens des écoulements (flux verticaux ascendants ou descendants), ce qui nécessite l'utilisation des méthodes complémentaires (comme des profils verticaux de température ou des estimations de gradients) pour connaître ce sens d'écoulement. Ainsi, les mesures passives de température le long du câble peuvent permettre de définir directement le sens d'écoulement des flux si la différence de température entre la rivière et la nappe est particulièrement bien marquée. Sinon, le sens d'écoulement peut également être estimé à partir des variations de température, comme on a pu notamment le voir lors de l'application sur Kerrien, mais cela nécessite des chroniques de température assez longues, et au minimum plusieurs jours de mesures.

[7] À tout cela s'ajoute une difficulté supplémentaire liée à **la complexité des écoulements dans la zone hyporhéique qui ne sont pas strictement verticaux** (Angermann et al., 2012; Derx et al., 2010; Reeves & Hatch, 2016; Stonedahl et al., 2010; Tonina & Buffington, 2007, 2011). Les tests en banc expérimental ont permis de confirmer que l'orientation du câble par rapport aux écoulements peut avoir un impact significatif sur la réponse thermique mesurée. Les résultats ont montré que la forme de la réponse thermique est identique indépendamment de la direction des écoulements, mais que l'élévation de température est supérieure lorsque l'angle s'éloigne de la normale, ce qui peut entraîner **une sous-estimation du flux**. L'hypothèse a été émise, sans pouvoir être confirmée, que cette

sous-estimation est proportionnelle au sinus de l'angle entre le câble de fibre optique et le flux et que, par conséquent, l'erreur sur l'estimation de flux est inférieure à 10 % dès lors que l'angle est supérieur à 65 ° (90 ° correspondant au cas idéal). Toutefois, l'orientation des écoulements ne semble affecter que l'advection de chaleur, l'élévation de température mesurée en période de conduction dominante étant similaire quel que soit l'angle formé entre le câble et le flux. Par conséquent, **l'estimation de la conductivité thermique est elle indépendante de cet angle**.

Pour les deux applications, l'hypothèse a été faite de flux strictement verticaux. Pour la Sélune, cela paraît cohérent avec l'hypothèse des conditions fortes aux limites imposées par les prélèvements d'eau dans la nappe. Pour Kerrien, la topographie forte et le lit de la rivière peu développé, du fait de la position du site expérimental en tête du bassin versant, sont deux arguments qui permettent de considérer les recirculations hyporhéiques comme négligeables.

Cette limite peut tout de même être considérée comme majeure, surtout lorsque la méthode est appliquée dans un large cours d'eau avec des recirculations hyporhéiques fortes. Elle n'est toutefois pas spécifique à la méthode active et reste commune à de nombreuses méthodes, et notamment celles basées sur l'utilisation de chaleur comme traceur des écoulements (Briggs et al., 2014; Cuthbert & Mackay, 2013; Irvine et al., 2016; Reeves & Hatch, 2016). Dans ce cas, la méthode pourrait par exemple être couplée avec des méthodes ponctuelles de Heat-Pulse permettant de cartographier précisément les écoulements en 3 dimensions (Angermann et al., 2012; Banks et al., 2018; Lewandowski et al., 2011).

2.2. Caractérisation des échanges nappe/rivière

2.2.1. Comparaison avec les autres méthodes

2.2.1.1. Comparaison avec les méthodes conventionnelles

Comme on a pu le voir, notamment dans l'application sur la Sélune, la comparaison des résultats de fibre optique avec les résultats d'autres approches, comme les profils verticaux de température ou l'estimation des gradients hydrauliques, reste malaisée. Ceci est avant tout dû au fait que les **différentes méthodes appliquées ne présentent pas le même niveau d'intégration, spatial comme temporel**. Ainsi, alors que les mesures locales de gradient entre la Sélune et la nappe mettaient en évidence une certaine dynamique temporelle des écoulements, les résultats des mesures actives ne reflétaient en rien cette dynamique. De plus,

l'interprétation des profils verticaux de température n'ont été que partielle et les résultats obtenus sur les estimations de flux ne paraissaient pas particulièrement pertinents. Ces résultats sont similaires aux travaux de Koruk et al. (2020) qui ont mis en évidence une forte différence entre la caractérisation des échanges nappe/rivière par des méthodes ponctuelles (ils ont eux aussi utilisé des profils verticaux de température et des mesures de gradients hydrauliques verticaux) et par des méthodes à plus grande échelle (mesures de FO-DTS en passif et mesures d'interférences électromagnétiques EMI). Ils ont ainsi souligné que, dans leur cas d'étude également, les méthodes ponctuelles étaient très sensibles aux conditions locales, beaucoup plus que les données de fibre optique.

En revanche, pour les résultats de l'application sur Kerrien, la comparaison des résultats des mesures actives avec les profils verticaux de température a été plus concluante. Ceci peut être dû au fait que la dynamique des écoulements durant la période d'acquisition de ces données de profils de température était peu variable. Les flux estimés avec les deux approches étaient du même ordre de grandeur, permettant de conforter la qualité des estimations. Toutefois, les estimations de flux à partir des profils verticaux de température ont conduit à des résultats beaucoup moins précis, notamment à cause de la forte incertitude sur la valeur de conductivité thermique.

Le fait que les différentes approches soient difficiles à comparer ne remet pas pour autant en question les résultats obtenus à partir des mesures actives, la précision sur les estimations ayant été démontrée avec les mesures en banc expérimental. En fait, cela pose surtout **la question de la signification ou de la portée des mesures** effectuées sur le terrain, que ce soit des mesures de niveaux piézométriques sur berge ou de flux en fond de rivière. L'utilisation des méthodes classiques, et notamment de la méthode de Darcy pour caractériser les échanges nappe/rivière interroge également dans la mesure où des variations de gradient hydraulique peuvent être calculées alors que les flux, estimés à partir des mesures actives, sont constants.

2.2.1.2. Comparaison avec les mesures passives

L'expérience sur Kerrien a également permis **une comparaison des mesures actives et des mesures passives** pour caractériser les échanges nappe/rivière et principalement de mettre en évidence **les apports conséquents** des mesures actives pour la quantification de ces échanges.

Tout d'abord, la possibilité de détecter les arrivées d'eau avec les mesures passives est soumise à de nombreuses conditions, parmi lesquelles la nécessité d'une nette différence de température entre l'eau de la rivière et l'eau de la nappe ou encore celle d'avoir une contribution assez importante de la nappe pour entraîner une différence de température significative dans les sédiments (Jim Constantz, 2008). Ceci limite fortement l'application de la méthode. À cela s'ajoutent les fortes incertitudes liées notamment au fait que les modèles d'estimation des flux requièrent généralement de connaître la température à deux profondeurs (Hatch et al., 2006; Mamer & Lowry, 2013), ce qui se traduit souvent sur le terrain par le couplage de données de température distribuées avec des données de capteurs ponctuels (Le Lay et al., 2019b). Enfin, comme il a été montré avec les résultats des mesures à Kerrien, les estimations sont généralement très sensibles à la valeur de conductivité thermique, ce qui nécessite d'approximer cette valeur, dans la mesure où aucune méthode, jusque-là, ne permettait de l'estimer à un échantillonnage aussi fin que les données de température distribuées.

Les premières applications des méthodes actives en rivière, présentées dans ce travail de thèse, ont montré en quoi ces méthodes pouvaient permettre de répondre aux principales limites des méthodes passives. Il apparaît ainsi que l'un des principaux apports des méthodes actives réside dans la **possibilité de quantifier les flux indépendamment des conditions de température et de charges aux limites**. Ainsi, la méthode ne repose pas sur l'existence d'une forte différence de température entre la nappe et la rivière et même des échanges diffus pourront être investigués. De plus, **l'estimation distribuée de la conductivité thermique** apparaît comme un avantage majeur, puisque la question de la valeur de la conductivité thermique est un point critique dans toutes les applications de la chaleur comme traceur des écoulements.

Toutefois, l'approche passive demeure plus simple à appliquer et permet **un suivi sur de longues périodes de temps**, avec peu de logistique et de suivi. Dès lors, les deux approches apparaissent comme c**omplémentaires**. Comme on a pu le voir sur Kerrien, l'utilisation de mesures actives pour déterminer les valeurs de conductivité peut permettre de fortement réduire les incertitudes des estimations de flux à partir des mesures passives. L'utilisation de données distribuées passives de température seules, même couplées aux estimations de conductivité thermique, ne semble pas en mesure, avec les approches classiques, de réduire les incertitudes liées à la nécessité de mesurer la température à deux profondeurs pour estimer les flux.

2.2.2. Dynamique temporelle

2.2.2.1. À l'échelle du cycle hydrologique

La question de la dynamique temporelle des échanges nappe/rivière est également un point essentiel. En pratique, il ne semble **pas possible de faire des mesures actives en continu sur de longues périodes** (une année hydrologique par exemple). Cela poserait des contraintes techniques beaucoup trop importantes aussi bien en matière d'équipements et d'installation, qu'en matière d'organisation, puisque des mesures actives requièrent un suivi quasiment constant, pour des questions de sécurité notamment. Cela est bien sûr sans compter la dépense énergétique considérable que serait l'application de telles méthodes en continu. C'est là l'un des points faibles des mesures actives comparées aux mesures passives, dont la conduction sur de longues périodes reste possible sans être trop contraignante.

La caractérisation de la dynamique temporelle à grande échelle (à l'échelle du cycle hydrologique) avec cette méthode repose donc soit sur **la répétition des expériences à différentes périodes de l'année**, comme la stratégie adoptée sur la Sélune, soit sur le **couplage de mesures actives acquises ponctuellement avec des mesures passives en continu**, comme la stratégie proposée sur Kerrien. La première approche, qui consiste à répéter les mesures à différentes périodes de l'année, n'apparaît pas nécessairement comme idéale pour décrire précisément la dynamique temporelle des échanges, puisqu'elle n'offre que des images ponctuelles des écoulements. Bien sûr, des résultats même ponctuels peuvent très bien permettre de caractériser la dynamique générale des écoulements. Au contraire, les mesures passives en continu peuvent permettre, au moins de manière qualitative, de suivre la dynamique du bassin versant et notamment les périodes de transition entre les périodes d'exfiltration de nappe et les périodes d'infiltration de rivière.

À noter toutefois que les progrès technologiques réalisés ces dernières années offrent de nouvelles perspectives tout à fait intéressante en matière de monitoring des écoulements. En effet, les unités DTS utilisées, tout comme le Heat Pulse Controller, peuvent parfaitement être contrôlées à distance dès lors qu'une connexion internet est disponible, ce qui peut faciliter le déploiement des mesures distribuées de température sur le terrain et leur intégration dans des réseaux d'observation (Abesser et al., 2020).

2.2.2.2. Mesurer des changements de flux au cours du temps

Comme il avait été montré lors des développements théoriques, l'augmentation des périodes de chauffe accroît la possibilité d'investiguer de plus larges gammes de flux d'eau. Cette conclusion tend à préconiser des périodes de chauffe les plus longues possibles pour optimiser la quantification des écoulements. Cependant, cette stratégie est valable uniquement lorsque les écoulements sont stables au cours du temps. Or en pratique, comme on a pu le voir, les écoulements peuvent présenter **une dynamique temporelle forte** et varier à l'échelle d'une journée, d'un épisode de crue ou d'un changement ponctuel de conditions aux limites.

Comme l'ont montré les mesures en banc expérimental, un **changement de flux** durant la période de chauffe entraînera **une réponse immédiate sur la température mesurée**, et cette réponse rapide s'avère être un des points forts de la méthode. Une augmentation du flux va ainsi induire une diminution du ΔT mesuré puisque les processus advectifs (plus importants) vont venir dissiper plus efficacement la chaleur émise. Au contraire, une diminution du flux va réduire la dissipation de chaleur par advection et entraîner une augmentation de la température mesurée. De fait, d'un point de vue logistique, même si l'approche ne permet pas de quantifier la dynamique temporelle des écoulements à très grande échelle, elle peut permettre, à l'échelle d'une journée, de quelques jours ou plus, de véritablement **caractériser la variabilité temporelle des échanges**.

Ainsi, un changement de flux durable dans le temps, typiquement d'un flux q_1 à un flux q_2 comme il a été testé en laboratoire, va impacter la réponse thermique mesurée. Il sera ainsi possible de quantifier le flux q_2, et donc de **quantifier le changement de flux**, dès lors que la température se sera à nouveau stabilisée. Aussi, même si le changement de flux n'est que ponctuel et trop court pour atteindre une nouvelle stabilisation de température, celui-ci impactera tout de même l'évolution de température. Il sera donc parfaitement identifiable à partir de l'analyse de la réponse thermique, même si trop ponctuel pour être quantifié. Cependant, il demeurera possible de conclure à une augmentation ou à une diminution du flux en fonction du changement de température observée (diminution ou augmentation de ΔT).

Pour résumer, une répétition des mesures actives à différentes périodes du cycle hydrologique peut permettre de caractériser la dynamique saisonnière des écoulements. La méthode peut également permettre d'aller beaucoup plus loin que les mesures passives en permettant potentiellement d'identifier, voire même de quantifier sous certaines conditions, la dynamique des échanges à des échelles de temps plus courtes,

dans la mesure où un changement du flux va instantanément impacter l'évolution de température mesurée.

2.2.3. Dynamique spatiale

2.2.3.1. Deux comportements très contrastés

La possibilité de quantifier de manière distribuée, à haute résolution et précisément les valeurs de conductivité thermique et de flux offre de nouvelles perspectives majeures quant à la compréhension des échanges nappe/rivière. Ainsi, les mesures actives DTS, couplées aux méthodes d'interprétation développées et validées durant ce travail, s'avèrent être un outil puissant pour la caractérisation de la dynamique spatiale des écoulements. Ceci a pu notamment être montré à travers les deux applications proposées, qui ont permis de mettre en évidence des comportements très différents en matière de distribution des écoulements.

Les résultats de l'application sur le site de Kerrien se caractérisent par une **forte variabilité spatiale des valeurs de conductivité thermique et de flux d'eau**. En outre, une forte corrélation a pu être établie être ces deux paramètres, ce qui tend à prouver que la **structure du lit de la rivière**, et donc la géologie, est le **facteur prépondérant dans le contrôle des chemins d'écoulement**. **La possibilité de mettre en évidence une telle variabilité sur une section aussi réduite (60 m de câble chauffé) démontre définitivement l'apport de la méthode en comparaison aux méthodes ponctuelles**.

Il a ensuite été intéressant de noter que les résultats acquis sur la Sélune présentaient **une variabilité beaucoup plus faible, aussi bien en matière de conductivité thermique que de flux**, que celle observée à Kerrien. Contrairement à Kerrien, où les échanges semblent contrôlés par la topographie à grande échelle et à la géologie à échelle locale, les échanges au niveau du site de Signy semblent très largement **contrôlés par les prélèvements d'eau dans la nappe alluviale proche de la Sélune**. Ces résultats tendent à relativiser la complexité des échanges nappe/rivière à l'échelle locale. Les modèles, caractérisant l'influence de la morphologie sur les écoulements, ne seraient-ils pas finalement souvent biaisées par des conditions aux limites trop peu contraignantes, loin des structures rencontrées sur le terrain ? On peut se poser la question lorsqu'on sait notamment que plus de 20 % des bassins versants exploités dans le monde ont atteint un état critique d'un point de vue environnemental, tant les prélèvements souterrains, qui impactent le débit des rivières en forçant les infiltrations vers le domaine souterrain, menacent la pérennité des écosystèmes aquatiques. D'ici 2050, plus de

50 % des bassins versants exploités devraient atteindre cette limite environnementale (de Graaf et al., 2019). Les pressions anthropiques tendent à homogénéiser et contrôler les échanges nappe/rivière, et ce pour un grand nombre de bassins versants à l'échelle du monde. Dès lors, il pourrait être pertinent de conceptualiser différemment la notion d'échanges nappe/rivière en proposant par exemple une classification en fonction de l'état des conditions aux limites.

Toujours au niveau du site de la Sélune, en confirmant l'infiltration d'eau de surface en continu vers la nappe alluviale, la méthode permet également de **confirmer l'extension probable de la zone hyporhéique à toute la superficie du méandre**. Vu le contexte agricole du bassin versant de la Sélune, ceci pourrait être particulièrement bénéfique puisque le méandre pourrait être le siège de nombreuses réactions biogéochimiques susceptibles d'améliorer la qualité de l'eau (Peterson & Sickbert, 2006). Cependant, comparé à un système naturel sans pompages, les prélèvements induisent une diminution des temps de transfert à travers le méandre, ce qui doit nécessairement contribuer à diminuer ces réactions biogéochimiques, en limitant le temps de contact entre les eaux et les micro-organismes. Il serait dès lors intéressant d'évaluer si cette accélération des flux fait perdre complètement le bénéfice lié à la traversée du méandre. **Les processus biogéochimiques jouant un rôle majeur dans le fonctionnement des écosystèmes, cela conforte d'autant plus sur l'intérêt de l'application de la méthode dans la zone hyporhéique**.

Finalement, la possibilité de **quantifier les flux et surtout leur dynamique spatiale** à partir des méthodes actives a été largement démontrée par ces deux applications. Malgré ce fort potentiel, les **longueurs potentiellement investiguées restent assez limitées**, comparées à celles des méthodes passives DTS, car contraintes par l'injection d'électricité dans le système. Pour de petits cours et/ou des rivières où l'enfouissement du câble chauffant est facile, il serait envisageable de répéter les expériences actives à différents endroits du bassin versant en déplaçant les équipements entre chaque expérience. Cela conduirait à investiguer assez rapidement, ou tout de moins en quelques jours, de plus grandes portions d'une rivière. Pour augmenter les longueurs chauffées, il est également possible de diminuer la puissance électrique injectée. Par exemple, en considérant une source d'alimentation de 16 A et 230 V (communément disponible en France) et 100 m de câble électrique, la longueur de la section chauffante sera limitée à environ 75 m pour une chauffe à 25 W/m (qui nécessite un courant de 8.45 A et 224 V), contre environ 170 m pour une chauffe à 5 W/m (qui nécessite une chauffe de 3.78 A et 226 V).

2.2.3.2. Du choix de l'emplacement des mesures actives

Ces deux applications conduisent à se poser la question du choix de l'emplacement dans le bassin versant ou dans un tronçon de rivière pour réaliser les mesures actives.

Par exemple, pour le site de Kerrien, si la géologie semble ainsi contrôler l'intensité des échanges à l'échelle très locale, le long de la section chauffée, les résultats des mesures passives tendent à montrer que les apports d'eau souterraine sont concentrés dans la tête du bassin versant où les pentes sont beaucoup plus marquées. Plus en plaine, (rivière d'ordre 2), la méthode n'a pas permis de mettre en évidence des apports souterrains, ceux-ci étant soit inexistants soit trop diffus pour être identifiés. Finalement, la topographie semble dominer les apports souterrains à l'échelle de ce bassin versant. Les apports de nappe pourraient ainsi être très majoritairement concentrés sur les hauts topographiques, c'est-à-dire le long des divers cours d'eau d'ordre 1 du réseau hydrographique, chacun drainant un sous-bassin versant de très faible surface. Ainsi, les écoulements souterrains locaux seraient prépondérants dans l'alimentation du cours d'eau. De l'emplacement des expériences dans le bassin versant dépendra donc la capacité à investiguer des arrivées localisées d'eau souterraine et/ou des arrivées plus diffuses.

Pour le site de Signy, les résultats amènent à s'interroger sur la localisation des mesures actives dans le méandre. Tout d'abord, Revelli et al. (2008) ont montré que le cœur du méandre (« core ») se caractérise par des infiltrations et des flux d'eau particulièrement faibles, tandis que celles-ci sont beaucoup plus intenses vers l'extérieur du méandre (« neck »). Dans notre cas, cela suggère que l'application de la méthode plus au nord du méandre serait propice à la détection de flux plus importants (le site de Signy étant situé dans le cœur du méandre). Dans ces zones, les écoulements « naturels » pourraient donc beaucoup plus contribuer aux infiltrations vers la nappe et une certaine dynamique saisonnière pourrait potentiellement être mise en évidence. Au contraire, des mesures plus à l'ouest, plus près des puits de pompage, auraient peut-être permis de détecter l'effet des cycles de pompage sur le débit d'infiltration de la rivière (Barlow & Leake, 2012; Reeves, 2008).

Pour ces applications, il a été montré qu'il était possible d'obtenir des profils longitudinaux de flux. Bien sûr, le déploiement de la méthode pourrait également permettre une caractérisation latérale des échanges. Ainsi, une installation en serpentins des câbles ou de plusieurs câbles parallèles offre la possibilité de véritablement cartographier les écoulements. Toutefois, comme observé lors de l'application sur la Sélune, une caractérisation très fine des

flux nécessite également une caractérisation, à une échelle tout aussi fine, du lit de la rivière (structures, morphologie, etc.) afin d'être en mesure de pleinement comprendre et d'expliquer les variabilités observées.

3. Perspectives

3.1. Concernant la caractérisation des échanges nappe/rivière

Les travaux réalisés durant cette thèse ont donc permis de proposer une méthode de mesures distribuées des flux des écoulements souterrains, notamment des écoulements à l'interface nappe/rivière. Dès lors, reste à poser la question de la **nécessaire intégration de ces mesures** pour quantifier ces écoulements à l'échelle d'un tronçon de rivière. Cette approche semble l'étape suivante logique pour la caractérisation complète des interactions nappe/rivière. En passant d'une mesure de flux à une **mesure de débits**, nous aurions alors la capacité de répondre aux attentes des gestionnaires de bassins versants, pour qui la question des volumes d'eau échangés est essentielle pour la gestion de la ressource.

Pour aller plus loin, il serait intéressant d'inclure les résultats des expériences actives dans un modèle hydrogéologique avec pour objectif une caractérisation et une compréhension complètes des échanges nappe/rivière sur le site de la Sélune et des écoulements au sein du méandre. Les mesures disponibles sur le site, allant de mesures très ponctuelles (profils verticaux de température) à des mesures très intégratives à l'échelle du bassin versant (mesures de gradients à différentes échelles) en passant par des mesures à l'échelle intermédiaire (mesures actives), semblent propices à l'utilisation d'un modèle multi-échelles (Flipo et al., 2014; Mouhri et al., 2013; Varli & Yilmaz, 2018). Cette approche présente l'avantage de compenser les limites associées à chaque méthode et d'augmenter la qualité du modèle. De surcroît, Koruk et al. (2020) ont déjà démontré l'intérêt et le potentiel de l'intégration des mesures passives DTS dans un modèle multi-échelles.

3.2. Applications en rivière

Au vu des résultats de ces deux applications, des apports des mesures actives et du potentiel de celles-ci en matière de quantification des échanges nappe/rivière, d'autres applications ou approches pourraient être envisagées en rivière.

L'application de la méthode sur la largeur d'un cours d'eau pourrait ainsi permettre de caractériser la **variabilité latérale des échanges**. L'idée serait de voir d'éventuelles variations

de compartiments entre le milieu de cours et plus près des berges. Pour faciliter l'installation, il pourrait être envisagé de faire appel à une entreprise spécialisée dans les forages horizontaux dirigés, qui sont notamment utilisés en géotechnique pour passer des câbles ou des conduites (électricité, gaz, fibre optique, etc.) sous les rivières. Cette approche permettrait de gagner en temps et en précision lors de l'enfouissement des câbles.

La méthode pourrait également permettre d'aborder par exemple la question de **la restauration des cours d'eau**, qui est devenue un enjeu majeur pour les gestionnaires de la ressource en eau (Roni & Beechie, 2012). Kurth et al. (2015) ont déjà montré la pertinence de l'utilisation des méthodes passives et actives DTS pour discuter l'efficacité d'un programme de restauration d'un cours pour rétablir les échanges nappe/rivière. Toutefois, l'interprétation de mesures actives dans un tel contexte permettrait d'aller beaucoup plus loin qu'une approche qualitative et pourrait permettre de suivre l'évolution du cours d'eau suite à des travaux d'aménagement et de quantifier précisément l'efficacité de ces aménagements.

Comme évoqué lors de l'application sur la Sélune, les méthodes actives peuvent également être utilisées pour suivre **des phénomènes de colmatage**, biologiques ou hydrauliques, qui peuvent réduire les échanges hydriques, modifier les processus biogéochimiques ainsi que réduire la biodiversité en uniformisant des habitats disponibles pour la faune aquatique (Brunke & Gonser, 1997).

Une autre perspective particulièrement intéressante, révélée suite à l'application sur la Sélune, est **l'étude du transport sédimentaire** avec les mesures actives DTS. En effet, la solution analytique permettant de modéliser les variations de température à une profondeur z induites par la propagation des variations périodiques de température du cours d'eau est parfaitement connue (Goto et al., 2005; Stallman, 1965). Or, grâce aux mesures actives, les valeurs de conductivité thermique et de flux peuvent être estimées pour chaque point de mesure le long des sections chauffées, ce qui signifie que l'inversion des variations de température enregistrées en chaque point peut permettre d'estimer la profondeur d'enfouissement du câble, seule grande inconnue de l'équation.

En fait, la technologie DTS n'a été que peu utilisée pour le suivi du transport sédimentaire en rivière. Sebok et al. (2015 and 2017) ont utilisé des mesures passives DTS en rivière pour suivre les dynamiques de sédimentation et de dépôts dans les rivières, tandis que Bray & Dunne (2017) les ont utilisées pour identifier et suivre le transport de sédiments grossiers durant des épisodes de crue. Dans les deux cas, le câble de fibre optique était déployé sur le

fond de la rivière et les changements de température (d'amplitude et de phase) observés au cours du temps étaient interprétés comme le résultat du transport de sédiments. Cette approche implique de nombreuses hypothèses sous-jacentes, notamment concernant les variations de température de la rivière. Des mesures actives ont été utilisées par Rui et al. (2019) dans un banc expérimental afin de suivre le transport sédimentaire. Toutefois, ils proposent d'utiliser une source de chaleur externe au câble de fibre optique et utilisent également la méthode des éléments finis pour résoudre l'équation de la diffusion thermique sans prendre en compte l'existence de potentiels écoulements dans le milieu poreux. Pour ces deux raisons, l'application de leur méthode sur le terrain semble difficile et limitée.

En couplant les variations de température enregistrées le long du câble et les résultats de l'interprétation des expériences actives, l'approche pourrait permettre de proposer une méthode innovante et précise **d'estimation de l'épaisseur des sédiments** au-dessus du câble enfoui. La reproduction de la méthode à différentes périodes permettrait en complément de suivre le transport sédimentaire et les processus d'érosion au cours du temps. L'analyse des données acquises sur la Sélune pourrait ainsi permettre de vérifier la faisabilité de l'estimation de la profondeur d'enfouissement du câble chauffé et de vérifier l'hypothèse des processus de colmatage émise pour expliquer les différences de résultats observées sur une partie du tronçon étudié lors des expériences de septembre 2019.

3.3. Autres domaines

Au-delà de l'application à l'interface nappe/rivière, ces travaux de thèse ont montré, et notamment le premier volet, que la méthode permet en fait de **quantifier le flux des écoulements en milieu souterrain saturé**. Au vu de la large gamme de flux pouvant être investigués, les mesures actives, couplées aux méthodes d'interprétation développées dans ce travail, pourraient s'étendre à de nombreux domaines d'études de la zone critique pour lesquels la caractérisation de la distribution des écoulements s'avère primordiale, bien qu'encore difficile. De la capacité à quantifier les écoulements dépend généralement la capacité à décrire et caractériser les aquifères, à prédire le transport de contaminants et à comprendre les processus et réactions biogéochimiques ayant lieu dans le milieu souterrain.

Pour donner un exemple plus concret, des mesures actives ont été réalisées en 2019 sur le site expérimental de Valcartier (Québec, Canada) dans le cadre d'une collaboration entre Géosciences Rennes et l'INRS de Québec à travers la maîtrise de recherche de Cynthia Lee. En déployant des câbles chauffants dans un aquifère deltaïque hétérogène, en contact direct

avec les sédiments, les valeurs de conductivité thermique et de flux tout au long du câble ont pu être estimées, à partir des méthodes d'interprétation développées dans le cadre de cette thèse, et validées à partir de mesures indépendantes. L'étude a ainsi montré l'intérêt de la méthode pour caractériser l'hétérogénéité des écoulements dans les aquifères et également montrer l'accord des résultats avec la stratigraphie des différents hydrofaciès de cet aquifère (Ballard et al., 2020; C. Lee et al., 2020).

Finalement, l'approche pourrait ainsi permettre de cartographier précisément les hétérogénéités et comprendre les dynamiques des écoulements, tout particulièrement dans les milieux où la distribution spatiale des flux est en grande partie contrôlée par des hétérogénéités locales (en zone hyporhéique bien entendu mais aussi dans certains aquifères sableux, voire en milieux fracturés ou karstiques, etc.). Son utilisation pourrait également s'avérer pertinente en géothermie comme le montre les résultats récents et prometteurs de (Zhang et al., 2020). Dans ce domaine, au-delà des propriétés thermiques du milieu, il est également important de caractériser les écoulements qui contrôlent les échanges de chaleur et donc la capacité de stockage thermique (Diao et al., 2004). Enfin, cette caractérisation est également nécessaire en géotechnique, notamment pour identifier et quantifier les fuites dans les ouvrages hydrauliques comme les barrages, les digues ou les réservoirs (Foster et al., 2000).

Références Bibliographiques

Abesser, C., Ciocca, F., Findlay, J., Hannah, D., Blaen, P., Chalari, A., Mondanos, M., & Krause, S. (2020). A distributed heat pulse sensor network for thermo-hydraulic monitoring of the soil subsurface. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, *53*(3), 352–365. https://doi.org/10.1144/qjegh2018-147

Agence française pour la biodiversité. (2017). *Interactions nappe/rivière: Des outils pour comprendre et mesurer les échanges*.

Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W., & Reilly, T. E. (2002). Hydrology—Flow and storage in groundwater systems. *Science*, *296*(5575), 1985–1990. https://doi.org/10.1126/science.1067123

Anderson, M. P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, *43*(6), 951–968. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x

Angermann, L., Krause, S., & Lewandowski, J. (2012). Application of heat pulse injections for investigating shallow hyporheic flow in a lowland river. *Water Resources Research*, *48*(12). https://doi.org/10.1029/2012WR012564

Aufleger, M., Conrad, M., Goltz, M., Perzlmaier, S., & Porras, P. (2007). Innovative dam monitoring tools based on distributed temperature measurement. *Jordan Journal of Civil Engineering*, *1*, 29–37.

Bailly-Comte, V., Jourde, H., & Pistre, S. (2009). Conceptualization and classification of groundwater–surface water hydrodynamic interactions in karst watersheds: Case of the karst watershed of the Coulazou River (Southern France). *Journal of Hydrology*, *376*(3), 456–462. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.053

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. https://doi.org/10.1002/2014WR016632

Bakx, W., Doornenbal, P., J Van Weesep, R., F Bense, V., Oude Essink, G., & F P Bierkens, M. (2019). Determining the Relation between Groundwater Flow Velocities and Measured Temperature Differences Using Active Heating-Distributed Temperature Sensing. *Water*, *11*. https://doi.org/10.3390/w11081619

Ballard, J. M., Lee, C., Simon, N., de la Bernardie, J., Paradis, D., Raymond, J., Bour, O., & Lefebvre, R. (2020). Multi-scale integrated characterization of heterogeneous hydraulic and thermal properties of a deltaic aquifer. *European Geosciences Union General Assembly, Online, Austria, EGU2020-8984*.

Balleau, W. P. (1988). Water Appropriation and Transfer in a General Hydrogeologic System. *Natural Resources Journal*, *28*(2), 269–291. JSTOR.

Banks, E., Shanafield, M., & Cook, P. (2014). Induced Temperature Gradients to Examine Groundwater Flowpaths in Open Boreholes. *Ground Water*, *52*. https://doi.org/10.1111/gwat.12157

Banks, E. W., Shanafield, M. A., Noorduijn, S., McCallum, J., Lewandowski, J., & Batelaan, O. (2018). Active heat pulse sensing of 3-D-flow fields in streambeds. *Hydrology and Earth System Sciences*, *22*(3), 1917–1929. https://doi.org/10.5194/hess-22-1917-2018

Barlow, P. M., & Leake, S. A. (2012). Streamflow depletion by wells—Understanding and managing the effects of groundwater pumping on streamflow. *U.S. Geological Survey, Circular 1376*, 84 p.

Battin, T. J., Besemer, K., Bengtsson, M. M., Romani, A. M., & Packmann, A. I. (2016). The ecology and biogeochemistry of stream biofilms. *Nature Reviews Microbiology*, *14*(4), 251–263. https://doi.org/10.1038/nrmicro.2016.15

Baxter, C., & Hauer, F. (2000). Geomorphology, Hyporheic Exchange, and Selection of Spawning Habitat by Bull Trout (Salvelinus Confluentus). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences - CAN J FISHERIES AQUAT SCI*, *57*, 1470–1481. https://doi.org/10.1139/cjfas-57-7-1470

Baxter, C., Hauer, F., & W. Woessner, W. (2003). *Measuring Groundwater–Stream Water Exchange: New Techniques for Installing Minipiezometers and Estimating Hydraulic Conductivity* (Vol. 132). https://doi.org/10.1577/1548-8659(2003)132<0493:MGWENT>2.0.CO;2

BDLSA. (n.d.). *Base de Données sur les Limites des Systèmes Aquifères (BDLSA), BRGM*. https://bdlisa.eaufrance.fr/

Béchennec, F., & Hallégouët, D. (1999). *Feuille Quimper (346)* (BRGM, Orléans) [Map]. BRGM, Orléans.

Bencala, K. (1993). A Perspective on Stream-Catchment Connections. *Journal of the North American Benthological Society*, *12*(1), 44–47. https://doi.org/10.2307/1467684

Benitez-Buelga, J., Sayde, C., Sinobas, L., & Selker, J. (2014). Heated Fiber Optic Distributed Temperature Sensing: A Dual-Probe Heat-Pulse Approach. *Vadose Zone Journal*, *13*. https://doi.org/10.2136/vzj2014.02.0014

Bense, V. F., Read, T., Bour, O., Le Borgne, T., Coleman, T., Krause, S., Chalari, A., Mondanos, M., Ciocca, F., & Selker, J. S. (2016). Distributed Temperature Sensing as a downhole tool in hydrogeology. *Water Resources Research*, *52*(12), 9259–9273. https://doi.org/10.1002/2016WR018869

Beurrier, M., Villey, M., Langevin, C., Minoux, L., L'Homer, A., & Lautridou, J. P. (1984). *Carte géologique au 1/50 000, feuille n°209 (Avranches)* (Orléans: BRGM) [Map].

Bhaskar, A. S., Harvey, J. W., & Henry, E. J. (2012). Resolving hyporheic and groundwater components of streambed water flux using heat as a tracer. *Water Resources Research*, *48*(8). https://doi.org/10.1029/2011WR011784

Blackwell, J. H. (1954). *A Transient-Flow Method for Determination of Thermal Constants of Insulating Materials in Bulk Part I—Theory*. *25*(2), 37-144,. https://doi.org/10.1063/1.1721592

Blaen, P. J., Kurz, M. J., Drummond, J. D., Knapp, J. L. A., Mendoza-Lera, C., Schmadel, N. M., Klaar, M. J., Jäger, A., Folegot, S., Lee-Cullin, J., Ward, A. S., Zarnetske, J. P., Datry, T., Milner, A. M., Lewandowski, J., Hannah, D. M., & Krause, S. (2018). Woody debris is related to reach-scale hotspots of lowland stream ecosystem respiration under baseflow conditions. *Ecohydrology*, *11*(5), e1952. https://doi.org/10.1002/eco.1952

Blöschl, G., & Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes*, *9*(3-4), 251–290. https://doi.org/10.1002/hyp.3360090305

Boano, F., Harvey, J. W., Marion, A., Packman, A. I., Revelli, R., Ridolfi, L., & Wörman, A. (2014). Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models, and biogeochemical implications. *Reviews of Geophysics*, *52*(4), 603–679. https://doi.org/10.1002/2012RG000417

Boano, Fulvio, Camporeale, C., & Revelli, R. (2010). A linear model for the coupled surface-subsurface flow in a meandering stream. *Water Resources Research*, *46*(7). https://doi.org/10.1029/2009WR008317

Boano, Fulvio, Camporeale, C., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2006). Sinuosity-driven hyporheic exchange in meandering rivers. *Geophysical Research Letters*, *33*(18), L18406. https://doi.org/10.1029/2006GL027630

Boano, Fulvio, Revelli, R., & Ridolfi, L. (2013). Modeling hyporheic exchange with unsteady stream discharge and bedform dynamics. *Water Resources Research*, *49*(7), 4089–4099. https://doi.org/10.1002/wrcr.20322

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. https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.29.1.59

Bray, E. N., & Dunne, T. (2017). Observations of bedload transport in a gravel bed river during high flow using fiber-optic DTS methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, *42*(13), 2184–2198. https://doi.org/10.1002/esp.4164

Briggs, M. A., Buckley, S. F., Bagtzoglou, A. C., Werkema, D. D., & Lane, J. W. (2016). Actively heated high-resolution fiber-optic-distributed temperature sensing to quantify streambed flow dynamics in zones of strong groundwater upwelling. *Water Resources Research*, *52*(7), 5179–5194. https://doi.org/10.1002/2015WR018219

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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.030

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. https://doi.org/10.1002/hyp.8200

Briggs, M. A., Lautz, L. K., McKenzie, J. M., Gordon, R. P., & Hare, D. K. (2012). Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal

variability in vertical hyporheic flux. *Water Resources Research*, *48*(2). https://doi.org/10.1029/2011WR011227

Brunke, M., & Gonser, T. (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, *37*(1), 1–33. https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x

Brunner, P., Therrien, R., Renard, P., Simmons, C. T., & Franssen, H.-J. H. (2017). Advances in understanding river-groundwater interactions. *Reviews of Geophysics*, *55*(3), 818–854. https://doi.org/10.1002/2017RG000556

Caissie, D. (2006). The thermal regime of rivers: A review. *Freshwater Biology*, *51*(8), 1389–1406. https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2006.01597.x

Cardenas, M. B., Wilson, J. L., & Zlotnik, V. A. (2004). Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resources Research*, *40*(8), W08307. https://doi.org/10.1029/2004WR003008

Cardenas, M. Bayani. (2009). A model for lateral hyporheic flow based on valley slope and channel sinuosity. *Water Resources Research*, *45*(1). https://doi.org/10.1029/2008WR007442

Cardenas, M. Bayani. (2015). Hyporheic zone hydrologic science: A historical account of its emergence and a prospectus. *Water Resources Research*, *51*(5), 3601–3616. https://doi.org/10.1002/2015WR017028

Cardenas, M. Bayani, & Wilson, J. L. (2007). Dunes, turbulent eddies, and interfacial exchange with permeable sediments. *Water Resources Research*, *43*(8), W08412. https://doi.org/10.1029/2006WR005787

Cardenas, M. Bayani, & Zlotnik, V. A. (2003). A Simple Constant-Head Injection Test for Streambed Hydraulic Conductivity Estimation. *Groundwater*, *41*(6), 867–871. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02428.x

Carslaw, H. S., & Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids*. Oxford Univers. Press. https://infoscience.epfl.ch/record/27427

Carter, R. W., & Davidian, J. (1968). *General Procedure for Gaging Streams*. U.S. Government Printing Office. https://books.google.fr/books?id=JCeQvgAACAAJ

Chai, Q., Luo, Y., Ren, J., Zhang, J., Yang, J., Yuan, L., & Peng, G. (2019). Review on fiber-optic sensing in health monitoring of power grids. *Optical Engineering*, *58*(7), 1–20. https://doi.org/10.1117/1.OE.58.7.072007

Chambers, R. (2000). Petroleum geostatistics for nongeostatisticians Part 1. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, *19*, 474–479.

Chen, J., Xiong, F., Zheng, J., Ge, Q., & Cheng, F. (2019). The influence of infiltration angle on the identification effect of seepage with linear heat source method. *Measurement*, *148*, 106974. https://doi.org/10.1016/j.measurement.2019.106974

Chen, X. (2001). Migration of Induced-Infiltrated Stream Water into Nearby Aquifers Due to Seasonal Ground Water Withdrawal. *Groundwater*, *39*(5), 721–729. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02362.x

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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.061

Conant, B. (2004). Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Ground Water*, *42*(2), 243–257. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02671.x

Constantz, J., & Thomas, C. L. (1996). The use of streambed temperature profiles to estimate the depth, duration, and rate of percolation beneath arroyos. *Water Resources Research*, *32*(12), 3597–3602. https://doi.org/10.1029/96WR03014

Constantz, Jim. (2008). Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, *44*(4). https://doi.org/10.1029/2008WR006996

Cooper, H. H., & Rorabaugh, M. I. (1963). *Ground-water movements and bank storage due to flood stages in surface streams* (Report No. 1536J; Water Supply Paper). USGS Publications Warehouse. https://doi.org/10.3133/wsp1536J

Cranswick, R. H., Cook, P. G., Shanafield, M., & Lamontagne, S. (2014). The vertical variability of hyporheic fluxes inferred from riverbed temperature data. *Water Resources Research*, *50*(5), 3994–4010. https://doi.org/10.1002/2013WR014410

Cucchi, K., Rivière, A., Baudin, A., Berrhouma, A., Durand, V., Rejiba, F., Rubin, Y., & Flipo, N. (2018). LOMOS-mini: A coupled system quantifying transient water and heat exchanges in streambeds. *Journal of Hydrology*, *561*, 1037–1047. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.074

Curran, P. J. (1988). The semivariogram in remote sensing: An introduction. *Remote Sensing of Environment*, *24*(3), 493–507. https://doi.org/10.1016/0034-4257(88)90021-1

Cuthbert, M. O., & Mackay, R. (2013). Impacts of nonuniform flow on estimates of vertical streambed flux. *Water Resources Research*, *49*(1), 19–28. https://doi.org/10.1029/2011WR011587

Dadet, P., Beurrier, M., & Lautridou, J. P. (1984). *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247)*. Orléans : BRGM.

Dadet, P., Beurrier, M., Lautridou, J. P., & Le Métour, J. (1983). *Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247)* (Orléans : BRGM) [Map].

Dahl, M., Nilsson, B., Langhoff, J. H., & Refsgaard, J. C. (2007). Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater–surface water interaction. *Journal of Hydrology*, *344*(1), 1–16. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.027

Davis, J. C. (1975). Minimal Dissolved Oxygen Requirements of Aquatic Life with Emphasis on Canadian Species: A Review. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, *32*(12), 2295–2332. https://doi.org/10.1139/f75-268

de Graaf, I., Gleeson, T., Beek, L., Sutanudjaja, E., & Bierkens, M. (2019). Environmental flow limits to global groundwater pumping. *Nature*, *574*, 90–94. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1594-4

Del Val, L., Carrera, J., Pool, M., Martinez, L., Casanovas, C., Bour, O., & Folch, A. (Submitted). Heat Dissipation Test with Fiber-Optic Distributed Temperature Sensing to estimate Groundwater flux. *Water Resources Research*.

Derx, J., Blaschke, A. P., & Blöschl, G. (2010). Three-dimensional flow patterns at the river–aquifer interface—A case study at the Danube. *Special Issue on Ground Water-Surface Water Interactions*, *33*(11), 1375–1387. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.04.013

des Tombe, B. F., Bakker, M., Smits, F., Schaars, F., & van der Made, K.-J. (2019). Estimation of the Variation in Specific Discharge Over Large Depth Using Distributed Temperature Sensing (DTS) Measurements of the Heat Pulse Response. *Water Resources Research*, *55*(1), 811–826. https://doi.org/10.1029/2018WR024171

Diao, N., Li, Q., & Fang, Z. (2004). Heat transfer in ground heat exchangers with groundwater advection. *International Journal of Thermal Sciences*, *43*(12), 1203–1211. https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2004.04.009

Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology. Second edition* (New York: John Wiley&Sons Inc).

Dudley-Southern, M., & Binley, A. (2015). Temporal responses of groundwater-surface water exchange to successive storm events. *Water Resources Research*, *51*(2), 1112–1126. https://doi.org/10.1002/2014WR016623

Duff, J., & Triska, F. (2011). Denitrification in Sediments From the Hyporheic Zone Adjacent to a Small Forested Stream. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, *47*, 1140–1147. https://doi.org/10.1139/f90-133

Duke, J. R., White, J. D., Allen, P. M., & Muttiah, R. S. (2007). Riparian influence on hyporheic-zone formation downstream of a small dam in the Blackland Prairie region of Texas. *Hydrological Processes*, *21*(2), 141–150. https://doi.org/10.1002/hyp.6228

Eaton, B. C., & Lapointe, M. F. (2001). Effects of large floods on sediment transport and reach morphology in the cobble-bed Sainte Marguerite River. *Geomorphology*, *40*(3), 291–309. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00056-3

Failleau, G., Beaumont, O., Delepine-Lesoille, S., Plumeri, S., Razouk, R., Beck, Y. L., Hénault, J. M., Bertrand, J., & Hay, B. (2016). Development of facilities and methods for the metrological characterization of distributed temperature sensing systems based on optical fibres. *Measurement Science and Technology*, *28*(1), 015009. https://doi.org/10.1088/1361-6501/28/1/015009

Failleau, G., Beaumont, O., Razouk, R., Delepine-Lesoille, S., Landolt, M., Courthial, B., Hénault, J. M., Martinot, F., Bertrand, J., & Hay, B. (2018). A metrological comparison of Raman-distributed temperature sensors. *Measurement*, *116*, 18–24. https://doi.org/10.1016/j.measurement.2017.10.041

Faucheux, M., Dutin, G., Aoustin, D., Leroyer, C., Petton, C., Simon, N., & Walter, C. (2017). *Conception d'une foreuse-carotteuse pour l'exploration de la zone critique*. Le Cahier des Techniques de l'INRA.

Ferencz, S. B., Cardenas, M. B., & Neilson, B. T. (2019). Analysis of the Effects of Dam Release Properties and Ambient Groundwater Flow on Surface Water-Groundwater Exchange Over a 100-km-Long Reach. *Water Resources Research*, *55*(11), 8526–8546. https://doi.org/10.1029/2019WR025210

Fischer, H., Kloep, F., Wilzcek, S., & Pusch, M. T. (2005). A River's Liver: Microbial Processes within the Hyporheic Zone of a Large Lowland River. *Biogeochemistry*, *76*(2), 349–371. JSTOR.

Fleckenstein, J. H., Krause, S., Hannah, D. M., & Boano, F. (2010). Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Special Issue on Ground Water-Surface Water Interactions*, *33*(11), 1291–1295. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.09.011

Fleckenstein, J. H., Niswonger, R. G., & Fogg, G. E. (2006). River-aquifer interactions, geologic heterogeneity, and low-flow management. *Ground Water*, *44*(6), 837–852. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00190.x

Flipo, N., Mouhri, A., Labarthe, B., Biancamaria, S., Rivière, A., & Weill, P. (2014). Continental hydrosystem modelling: The concept of nested stream–aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences*, *18*(8), 3121–3149. https://doi.org/10.5194/hess-18-3121-2014

Foster, M., Fell, R., & Spannagle, M. (2000). The statistics of embankment dam failures and accidents. *Canadian Geotechnical Journal*, *37*(5), 1000–1024. https://doi.org/10.1139/t00-030

Fovet, O., Ruiz, L., Faucheux, M., Molénat, J., Sekhar, M., Vertès, F., Aquilina, L., Gascuel-Odoux, C., & Durand, P. (2015). Using long time series of agricultural-derived nitrates for estimating catchment transit times. *Journal of Hydrology*, *522*(Supplement C), 603–617. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.030

Fovet, O., Ruiz, L., Hrachowitz, M., Faucheux, M., & Gascuel-Odoux, C. (2015). Hydrological hysteresis and its value for assessing process consistency in catchment conceptual models. *Hydrology and Earth System Sciences*, *19*(1), 105–123. https://doi.org/10.5194/hess-19-105-2015

Fovet, Ophelie, Ndom, M., Crave, A., & Pannard, A. (2020). Influence of dams on river water-quality signatures at event and seasonal scales: The Sélune River (France) case study. *River Research and Applications*, *n/a*(n/a). https://doi.org/10.1002/rra.3618

Fovet, Ophelie, Ruiz, L., Gruau, G., Akkal, N., Aquilina, L., Busnot, S., Dupas, R., Durand, P., Faucheux, M., Fauvel, Y., Flechard, C., Gilliet, N., Grimaldi, C., Hamon, Y.,

Jaffrezic, A., Jeanneau, L., Labasque, T., Henaff, G., Mérot, P., & Gascuel-Odoux, C. (2018). AgrHyS: An Observatory of Response Times in Agro-Hydro Systems. *Vadose Zone Journal*, *17*. https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0066

Fox, G. A., Wilson, G. V., Simon, A., Langendoen, E. J., Akay, O., & Fuchs, J. W. (2007). Measuring streambank erosion due to ground water seepage: Correlation to bank pore water pressure, precipitation and stream stage. *Earth Surface Processes and Landforms*, *32*(10), 1558–1573. https://doi.org/10.1002/esp.1490

Freeze, R. A. (1974). Streamflow generation. *Reviews of Geophysics*, *12*(4), 627–647. https://doi.org/10.1029/RG012i004p00627

Freeze, R., & Cherry, J. (1979). *GroundWater* (Vol. 16).

Frei, S., Lischeid, G., & Fleckenstein, J. H. (2010). Effects of micro-topography on surface–subsurface exchange and runoff generation in a virtual riparian wetland—A modeling study. *Special Issue on Ground Water-Surface Water Interactions*, *33*(11), 1388–1401. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.07.006

Freifeld, B. M., Finsterle, S., Onstott, T. C., Toole, P., & Pratt, L. M. (2008). Ground surface temperature reconstructions: Using in situ estimates for thermal conductivity acquired with a fiber-optic distributed thermal perturbation sensor. *Geophysical Research Letters*, *35*(14). https://doi.org/10.1029/2008GL034762

Gaona, J., Meinikmann, K., & Lewandowski, J. (2019). Identification of groundwater exfiltration, interflow discharge, and hyporheic exchange flows by fibre optic distributed temperature sensing supported by electromagnetic induction geophysics. *Hydrological Processes*, *33*(10), 1390–1402. https://doi.org/10.1002/hyp.13408

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), 332–353. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.017

Gerecht, K. E., Cardenas, M. B., Guswa, A. J., Sawyer, A. H., Nowinski, J. D., & Swanson, T. E. (2011). Dynamics of hyporheic flow and heat transport across a bed-to-bank continuum in a large regulated river. *Water Resources Research*, *47*(3). https://doi.org/10.1029/2010WR009794

Germaine, M.-A. (n.d.). *Effacement des barrages de la Sélune (Baie du Mont-Saint-Michel): Un programme de restauration à long terme et à l'échelle d'un bassin versant*. https://selune.hypotheses.org/

Gest'eau. (2002). *ETUDE DU DEVENIR DES BARRAGES DE LA SELUNE - RAPPORT DE PHASE 1 – ETAT DES LIEUX*. https://www.gesteau.fr/sites/default/files/gesteau/content_files/document/doc_SAGE03005-1251129414.pdf

Gomez-Velez, J. D., Wilson, J. L., Cardenas, M. B., & Harvey, J. W. (2017). Flow and Residence Times of Dynamic River Bank Storage and Sinuosity-Driven Hyporheic Exchange. *Water Resources Research*, *53*(10), 8572–8595. https://doi.org/10.1002/2017WR021362

Gooseff, M. N., Anderson, J. K., Wondzell, S. M., LaNier, J., & Haggerty, R. (2006). A modelling study of hyporheic exchange pattern and the sequence, size, and spacing of stream bedforms in mountain stream networks, Oregon, USA. *Hydrological Processes*, *20*(11), 2443–2457. https://doi.org/10.1002/hyp.6349

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*, *420–421*(Supplement C), 142–158. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.053

Goto, S., Yamano, M., & Kinoshita, M. (2005). Thermal response of sediment with vertical fluid flow to periodic temperature variation at the surface. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *110*(B1), B01106. https://doi.org/10.1029/2004JB003419

Grimm, N. B., & Fisher, S. G. (1984). Exchange between interstitial and surface water: Implications for stream metabolism and nutrient cycling. *Hydrobiologia*, *111*(3), 219–228. https://doi.org/10.1007/BF00007202

Gu, C., Hornberger, G. M., Herman, J. S., & Mills, A. L. (2008). Effect of freshets on the flux of groundwater nitrate through streambed sediments. *Water Resources Research*, *44*(5). https://doi.org/10.1029/2007WR006488

Habel, W., Baumann, I., Berghmans, F., Borzycki, K., Chojetzki, C., Haase, K.-H., Jaroszewicz, L., Kleckers, T., Nikles, M., Schluter, V., Thévenaz, L., Tur, M., & Wuilpart, M. (2009). *Guideline for Use of Fibre Optic Sensors*.

Hancock, P. J. (2002). Human Impacts on the Stream–Groundwater Exchange Zone. *Environmental Management*, *29*(6), 763–781. https://doi.org/10.1007/s00267-001-0064-5

Hancock, P. J., & Boulton, A. J. (2005). The Effects of an Environmental Flow Release on Water Quality in the Hyporheic Zone of the Hunter River, Australia. *Hydrobiologia*, *552*(1), 75–85. https://doi.org/10.1007/s10750-005-1506-5

Hantush, M. S. (1956). Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. *Transactions, American Geophysical Union*, *37*(6), 702. https://doi.org/10.1029/TR037i006p00702

Hantush, M. S., & Jacob, C. E. (1955). Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Transactions, American Geophysical Union*, *36*(1), 95. https://doi.org/10.1029/TR036i001p00095

Harvey, J. W., Wagner, B. J., & Bencala, K. E. (1996). Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resources Research*, *32*(8), 2441–2451. https://doi.org/10.1029/96WR01268

Harvey, Jud, & Gooseff, M. (2015). River corridor science: Hydrologic exchange and ecological consequences from bedforms to basins. *Water Resources Research*, *51*(9), 6893–6922. https://doi.org/10.1002/2015WR017617

Harvey, Jw, & Bencala, K. (1993). The Effect of Streambed Topography on Surface-Subsurface Water Exchange. *Water Resources Research*, *29*(1), 89–98. https://doi.org/10.1029/92WR01960

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), W10410. https://doi.org/10.1029/2005WR004787

Hausner, M. B., Suárez, F., Glander, K. E., van de Giesen, N., Selker, J. S., & Tyler, S. W. (2011). Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. *Sensors (Basel, Switzerland)*, *11*(11), 10859–10879. PMC. https://doi.org/10.3390/s111110859

He, H., Dyck, M. F., Horton, R., Li, M., Jin, H., & Si, B. (2018). Chapter Five—Distributed Temperature Sensing for Soil Physical Measurements and Its Similarity to Heat Pulse Method. In D. L. Sparks (Ed.), *Advances in Agronomy* (Vol. 148, pp. 173–230). Academic Press. https://doi.org/10.1016/bs.agron.2017.11.003

He, H., Dyck, M. F., Horton, R., Ren, T., Bristow, K. L., Lv, J., & Si, B. (2018). Development and Application of the Heat Pulse Method for Soil Physical Measurements. *Reviews of Geophysics*, *56*(4), 567–620. https://doi.org/10.1029/2017RG000584

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). https://doi.org/10.1029/2008GL036926

Hester, E. T., & Doyle, M. W. (2008). In-stream geomorphic structures as drivers of hyporheic exchange. *Water Resources Research*, *44*(3). https://doi.org/10.1029/2006WR005810

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*, 65–83.

Hoes, O. A. C., Schilperoort, R. P. S., Luxemburg, W. M. J., Clemens, F. H. L. R., & van de Giesen, N. C. (2009). Locating illicit connections in storm water sewers using fiber-optic distributed temperature sensing. *Water Research*, *43*(20), 5187–5197. https://doi.org/10.1016/j.watres.2009.08.020

Hopmans, J. W., & Dane, J. H. (1986). Thermal Conductivity of Two Porous Media as a Function of Water Content, Temperature, and Density. *Soil Science*, *142*(4), 187–195. https://doi.org/10.1097/00010694-198610000-00001

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

Irvine, D. J., Cartwright, I., Post, V. E. A., Simmons, C. T., & Banks, E. W. (2016). Uncertainties in vertical groundwater fluxes from 1-D steady state heat transport analyses caused by heterogeneity, multidimensional flow, and climate change. *Water Resources Research*, *52*(2), 813–826. https://doi.org/10.1002/2015WR017702

Irvine, D. J., Lautz, L. K., Briggs, M. A., Gordon, R. P., & McKenzie, J. M. (2015). Experimental evaluation of the applicability of phase, amplitude, and combined

methods to determine water flux and thermal diffusivity from temperature time series using VFLUX 2. *Journal of Hydrology*, *531*(Part 3), 728–737. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.054

Jobling, M. (1997). Temperature and growth: Modulation of growth rate via temperature change. *SEMINAR SERIES-SOCIETY FOR EXPERIMENTAL BIOLOGY*, *61*, 225–254.

Jones, J. B., & Mulholland, P. J. (Eds.). (2000). AQUATIC ECOLOGY Series. In *Streams and Ground Waters* (p. ii). Academic Press. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-389845-6.50020-X

Kalbus, E., Reinstorf, F., & Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater - surface water interactions: A review. *Hydrology and Earth System Sciences*, *10*(6), 873–887.

Kalbus, E., Schmidt, C., Molson, J. W., Reinstorf, F., & Schirmer, M. (2009). Influence of aquifer and streambed heterogeneity on the distribution of groundwater discharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, *13*(1), 69–77.

Keery, J., Binley, A., Crook, N., & Smith, J. W. N. (2007). Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology*, *336*(1–2), 1–16. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.12.003

Klepikova, M., Roques, C., Loew, S., & Selker, J. (2018). Improved Characterization of Groundwater Flow in Heterogeneous Aquifers Using Granular Polyacrylamide (PAM) Gel as Temporary Grout. *Water Resources Research*, *54*. https://doi.org/10.1002/2017WR022259

Koruk, K., Yilmaz, K. K., Akyurek, Z., & Binley, A. (2020). A multi-technique approach to determine temporal and spatial variability of groundwater–stream water exchange. *Hydrological Processes*, *34*(11), 2612–2627. https://doi.org/10.1002/hyp.13754

Krause, S., Blume, T., & Cassidy, N. J. (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. https://doi.org/10.5194/hess-16-1775-2012

Krause, S., Hannah, D. M., & Fleckenstein, J. H. (2009). Hyporheic hydrology: Interactions at the groundwater-surface water interface. *Hydrological Processes*, *23*(15), 2103–2107. https://doi.org/10.1002/hyp.7366

Krause, S., Klaar, M. J., Hannah, D. M., Mant, J., Bridgeman, J., Trimmer, M., & Manning-Jones, S. (2014). The potential of large woody debris to alter biogeochemical processes and ecosystem services in lowland rivers. *WIREs Water*, *1*(3), 263–275. https://doi.org/10.1002/wat2.1019

Krause, Stefan, Boano, F., Cuthbert, M. O., Fleckenstein, J. H., & Lewandowski, J. (2014). Understanding process dynamics at aquifer-surface water interfaces: An introduction to the special section on new modeling approaches and novel experimental

technologies. *Water Resources Research*, *50*(2), 1847–1855. https://doi.org/10.1002/2013WR014755

Krause, Stefan, Bronstert, A., & Zehe, E. (2007). Groundwater–surface water interactions in a North German lowland floodplain – Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology*, *347*(3), 404–417. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.028

Krause, Stefan, Lewandowski, J., Grimm, N. B., Hannah, D. M., Pinay, G., McDonald, K., Martí, E., Argerich, A., Pfister, L., Klaus, J., Battin, T., Larned, S. T., Schelker, J., Fleckenstein, J., Schmidt, C., Rivett, M. O., Watts, G., Sabater, F., Sorolla, A., & Turk, V. (2017). Ecohydrological interfaces as hot spots of ecosystem processes. *Water Resources Research*, *53*(8), 6359–6376. https://doi.org/10.1002/2016WR019516

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. https://doi.org/10.5194/hess-19-2663-2015

Kurylyk, B. L., & Irvine, D. J. (2019). Heat: An Overlooked Tool in the Practicing Hydrogeologist's Toolbox. *Groundwater*, *57*(4), 517–524. https://doi.org/10.1111/gwat.12910

Kurylyk, B. L., Irvine, D. J., & Bense, V. F. (2019). Theory, tools, and multidisciplinary applications for tracing groundwater fluxes from temperature profiles. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, *6*(1), e1329. https://doi.org/10.1002/wat2.1329

Lagarias, J. C., Reeds, J. A., Wright, M. H., & Wright, P. E. (1998). Convergence Properties of the Nelder—Mead Simplex Method in Low Dimensions. *SIAM Journal on Optimization*, *9*(1), 112–147. https://doi.org/10.1137/S1052623496303470

Lague, D., & Feldmann, B. (2020). Chapter 2—Topo-bathymetric airborne LiDAR for fluvial-geomorphology analysis. In P. Tarolli & S. M. Mudd (Eds.), *Developments in Earth Surface Processes* (Vol. 23, pp. 25–54). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64177-9.00002-3

Langevin, C., Minoux, L., L'Homer, A., Lautridou, J. P., Dassibat, C., & Verron, G. (1984). *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Avranches (209)*. Orléans : BRGM.

Lapham, W. W. (1989). *Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity* (Water-Supply, Vol. 2337). Denver, Colorado: USGS.

Lapwood, R. E. (1948). Convection of a Fluid in a Porous Medium. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, *44*, 508–521. https://doi.org/10.1017/S030500410002452X

Larkin, R. G., & Sharp, J. M., JR. (1992). On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics, and ground-water flow direction in alluvial aquifers. *GSA Bulletin*, *104*(12), 1608–1620. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1608:OTRBRB>2.3.CO;2

Larsen, L. G., Harvey, J. W., & Maglio, M. M. (2014). Dynamic hyporheic exchange at intermediate timescales: Testing the relative importance of evapotranspiration and flood pulses. *Water Resources Research*, *50*(1), 318–335. https://doi.org/10.1002/2013WR014195

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. https://doi.org/10.1029/2012WR012537

Le Lay, H., Thomas, Z., Rouault, F., Pichelin, P., & Moatar, F. (2019a). Characterization of Diffuse Groundwater Inflows into Streamwater (Part I: Spatial and Temporal Mapping Framework Based on Fiber Optic Distributed Temperature Sensing). *Water*, *11*, 2389. https://doi.org/10.3390/w11112389

Le Lay, H., Thomas, Z., Rouault, F., Pichelin, P., & Moatar, F. (2019b). Characterization of Diffuse Groundwater Inflows into Stream Water (Part II: Quantifying Groundwater Inflows by Coupling FO-DTS and Vertical Flow Velocities). *Water*, *11*, 2430. https://doi.org/10.3390/w11122430

Leaf, A. T., Hart, D. J., & Bahr, J. M. (2012). Active Thermal Tracer Tests for Improved Hydrostratigraphic Characterization. *Groundwater*, *50*(5), 726–735. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00913.x

Lee, C., Bour, O., Ballard, J. M., Simon, N., de la Bernardie, J., Paradis, D., Raymond, J., & Lefebvre, R. (2020). Inferring high-resolution aquifer hydraulic conductivity and groundwater fluxes by active heat tracer using direct push fiber optics. *European Geosciences Union General Assembly, Online, Austria*, *EGU2020-9709*.

Lee, D. (1977). Device for Measuring Seepage Flux in Lakes and Estuaries. *Limnology and Oceanography*, *22*(1), 140–147.

Lewandowski, Joerg, Angermann, L., Nuetzmann, G., & Fleckenstein, J. H. (2011). A heat pulse technique for the determination of small-scale flow directions and flow velocities in the streambed of sand-bed streams. *Hydrological Processes*, *25*(20), 3244–3255. https://doi.org/10.1002/hyp.8062

Lewandowski, Jörg, Arnon, S., Banks, E., Batelaan, O., Betterle, A., Broecker, T., Coll, C., Drummond, J. D., Gaona Garcia, J., Galloway, J., Gomez-Velez, J., Grabowski, R. C., Herzog, S. P., Hinkelmann, R., Höhne, A., Hollender, J., Horn, M. A., Jaeger, A., Krause, S., … Wu, L. (2019). Is the Hyporheic Zone Relevant beyond the Scientific Community? *Water*, *11*(11). https://doi.org/10.3390/w11112230

Liu, G., Knobbe, S., & Butler Jr., J. J. (2013). Resolving centimeter-scale flows in aquifers and their hydrostratigraphic controls. *Geophysical Research Letters*, *40*(6), 1098–1103. https://doi.org/10.1002/grl.50282

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), W10408. https://doi.org/10.1029/2007WR006145

Luce, C. H., Tonina, D., Gariglio, F., & Applebee, R. (2013). Solutions for the diurnally forced advection-diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time series. *Water Resources Research*, *49*(1), 488–506. https://doi.org/10.1029/2012WR012380

Magliozzi, C., Grabowski, R., Packman, A., & Krause, S. (2018). Toward a conceptual framework of hyporheic exchange across spatial scales. *Hydrology and Earth System Sciences*, *22*, 6163–6185. https://doi.org/10.5194/hess-22-6163-2018

Malard, F., & Hervant, F. (2001). Oxygen supply and the adaption of animals in groundwater. *Freshwater Biology*, *41*, 1–30. https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1999.00379.x

Malcolm, I. A., Soulsby, C., Youngson, A. F., Hannah, D. M., McLaren, I. S., & Thorne, A. (2004). Hydrological influences on hyporheic water quality: Implications for salmon egg survival. *Hydrological Processes*, *18*(9), 1543–1560. https://doi.org/10.1002/hyp.1405

Maldaner, C. H., Munn, J. D., Coleman, T. I., Molson, J. W., & Parker, B. L. (2019). Groundwater Flow Quantification in Fractured Rock Boreholes Using Active Distributed Temperature Sensing Under Natural Gradient Conditions. *Water Resources Research*, *55*(4), 3285–3306. https://doi.org/10.1029/2018WR024319

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. https://doi.org/10.1002/2013WR014235

Mao, D., Yeh, T.-C. J., Wan, L., Hsu, K.-C., Lee, C.-H., & Wen, J.-C. (2013). Necessary conditions for inverse modeling of flow through variably saturated porous media. *Advances in Water Resources*, *52*, 50–61. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.08.001

Marsily, G. de. (1976). *Cours d'hydrogéologie*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris : Centre d'Informatique géologique; /z-wcorg/.

Martin, C., Molénat, J., Gascuel-Odoux, C., Vouillamoz, J.-M., Robain, H., Ruiz, L., Faucheux, M., & Aquilina, L. (2006). Modelling the effect of physical and chemical characteristics of shallow aquifers on water and nitrate transport in small agricultural catchments. *Journal of Hydrology*, *326*(1), 25–42. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.040

Martin, Charlotte. (2003). *Mécanismes hydrologiques et hydrochimiques impliqués dans les variations saisonnières des teneurs en nitrate dans les bassins versants agricoles. Approche expérimentale et modélisation* [Phdthesis, Université Rennes 1]. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00003939/document

Marzadri, A., Tonina, D., Bellin, A., Vignoli, G., & Tubino, M. (2010). Effect of bar topography on hyporheic flow in gravel-bed rivers. *Water Resour. Res*, *46*(W07531). https://doi.org/10.1201/9781439833896.ch50

Matheswaran, K., Blemmer, M., Rosbjerg, D., & Boegh, E. (2014). Seasonal variations in groundwater upwelling zones in a Danish lowland stream analyzed using Distributed

Temperature Sensing (DTS). *Hydrological Processes*, *28*(3), 1422–1435. https://doi.org/10.1002/hyp.9690

Mdom, M., Fovet, O., Crave, A., & Gilliet, N. (2019). *Dynamique fluviale: Flux hydriques, sédimentaires et chimiques*. https://programme-selune.com/wp-content/uploads/2019/11/RapportAESN2019_Suivi_des_flux_Selune.pdf

Metzger, T., Didierjean, S., & Maillet, D. (2004). Optimal experimental estimation of thermal dispersion coefficients in porous media. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, *47*(14–16), 3341–3353. https://doi.org/10.1016/j.ijheatmasstransfer.2004.02.024

Mojarrad, B. B., Betterle, A., Singh, T., Olid, C., & Wörman, A. (2019). The Effect of Stream Discharge on Hyporheic Exchange. *Water*, *11*(7). https://doi.org/10.3390/w11071436

Molina-Giraldo, N., Bayer, P., & Blum, P. (2011). Evaluating the influence of thermal dispersion on temperature plumes from geothermal systems using analytical solutions. *International Journal of Thermal Sciences*, *50*(7), 1223–1231. https://doi.org/10.1016/j.ijthermalsci.2011.02.004

Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, N., Goblet, P., Bodet, L., & Jost, A. (2014). *Caractérisation et quantification spatio-temporelle des echanges hydriques dans la vallée incisée des Avenelles*.

Mouhri, A., Flipo, N., & Saleh, F. (2012). *État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière* [Technical report]. PIREN Seine.

Mouhri, Amer, Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Bodet, L., Kurtulus, B., Tallec, G., Durand, V., Jost, A., Ansart, P., & Goblet, P. (2013). Designing a multi-scale sampling system of stream–aquifer interfaces in a sedimentary basin. *Journal of Hydrology*, *504*, 194–206. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.036

Mulholland, P. J., Helton, A. M., Poole, G. C., Hall, R. O., Hamilton, S. K., Peterson, B. J., Tank, J. L., Ashkenas, L. R., Cooper, L. W., Dahm, C. N., Dodds, W. K., Findlay, S. E. G., Gregory, S. V., Grimm, N. B., Johnson, S. L., McDowell, W. H., Meyer, J. L., Valett, H. M., Webster, J. R., … Thomas, S. M. (2008). Stream denitrification across biomes and its response to anthropogenic nitrate loading. *Nature*, *452*(7184), 202–205. https://doi.org/10.1038/nature06686

Munz, M., & Schmidt, C. (2017). Estimation of vertical water fluxes from temperature time series by the inverse numerical computer program FLUX-BOT. *Hydrological Processes*, *31*(15), 2713–2724. https://doi.org/10.1002/hyp.11198

Mwakanyamale, K., Day-Lewis, F. D., & Slater, L. D. (2013). Statistical mapping of zones of focused groundwater/surface-water exchange using fiber-optic distributed temperature sensing. *Water Resources Research*, *49*(10), 6979–6984. https://doi.org/10.1002/wrcr.20458

Nield, D. A., & Bejan, A. (2013). *Convection in porous media* (4th ed.). springer New York.

Oxtobee, J. P. A., & Novakowski, K. (2002). A field investigation of groundwater/surface water interaction in a fractured bedrock environment. *Journal of Hydrology*, *269*(3), 169–193. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00213-5

Paerl, H. W. (1997). Coastal eutrophication and harmful algal blooms: Importance of atmospheric deposition and groundwater as "new" nitrogen and other nutrient sources. *Limnology and Oceanography*, *42*(5part2), 1154–1165. https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.5_part_2.1154

Papadopulos, I. S., & Cooper Jr., H. H. (1967). Drawdown in a well of large diameter. *Water Resources Research*, *3*(1), 241–244. https://doi.org/10.1029/WR003i001p00241

Pehme, P. E., Parker, B. L., Cherry, J. A., & Greenhouse, J. P. (2010). Improved Resolution of Ambient Flow through Fractured Rock with Temperature Logs. *Groundwater*, *48*(2), 191–205. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00639.x

Perzlmaier, S., Aufleger, M., & Conrad, M. (2004). Distributed fiber optic temperature measurements in hydraulic engineering: Prospects of the heat-up method. *Proceedings of a Workshop on Dam Safety Problems and Solutions, 72nd ICOLD Annual Meeting, Seoul, South Korea. 16–22 May 2004*.

Perzlmaier, Sebastien. (2005, June). *Distributed Flow Velocity Measurement*. Annual Meeting of the European Working Group on Internal Erosion in Embankment Dams, Obernach (Germany). https://oasis.irstea.fr/wp-content/uploads/2012/08/14_40-Distributed-flow-velocity-measurement-PERZLMAIER.pdf

Peterson, D. M., & Wilson, J. L. (1988). *Variably saturated flow between streams and aquifers*.

Peterson, E. W., & Sickbert, T. B. (2006). Stream water bypass through a meander neck, laterally extending the hyporheic zone. *Hydrogeology Journal*, *14*(8), 1443–1451. https://doi.org/10.1007/s10040-006-0050-3

Pinder, G. F., & Sauer, S. P. (1971). Numerical Simulation of Flood Wave Modification Due to Bank Storage Effects. *Water Resources Research*, *7*(1), 63–70. https://doi.org/10.1029/WR007i001p00063

Poeter, E., & Gaylord, D. R. (1990). Influence of Aquifer Heterogeneity on Contaminant Transport at the Hanford Site. *Groundwater*, *28*(6), 900–909. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb01726.x

Préfecture de la Manche. (n.d.). *Vidange et gestion sédimentaire de la retenue du barrage de Vezins—La Sélune "INFOS TRAVAUX."* https://www.manche.gouv.fr/Dossiers/Vidange-et-gestion-sedimentaire-de-la-retenue-du-barrage-de-Vezins/La-Selune-INFOS-TRAVAUX

Ramos, G., Carrera, J., Gómez, S., Minutti, C., & Camacho, R. (2017). A stable computation of log-derivatives from noisy drawdown data. *Water Resources Research*, *53*(9), 7904–7916. https://doi.org/10.1002/2017WR020811

Rau, G. C., Andersen, M. S., & Acworth, R. I. (2012). Experimental investigation of the thermal dispersivity term and its significance in the heat transport equation for flow in

sediments: HEAT TRANSPORT AND THERMAL DISPERSIVITY. *Water Resources Research*, *48*(3). https://doi.org/10.1029/2011WR011038

Rau, G. C., Andersen, M. S., McCallum, A. M., & Acworth, R. I. (2010). Analytical methods that use natural heat as a tracer to quantify surface water–groundwater exchange, evaluated using field temperature records. *Hydrogeology Journal*, *18*(5), 1093–1110. https://doi.org/10.1007/s10040-010-0586-0

Rau, G. C., Andersen, M. S., McCallum, A. M., Roshan, H., & Acworth, R. I. (2014). Heat as a tracer to quantify water flow in near-surface sediments. *Earth-Science Reviews*, *129*, 40–58. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.015

Raymond, J., Therrien, R., Gosselin, L., & Lefebvre, R. (2011). A Review of Thermal Response Test Analysis Using Pumping Test Concepts. *Groundwater*, *49*(6), 932–945. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00791.x

Read, T., Bense, V. F., Hochreutener, R., Bour, O., Le Borgne, T., Lavenant, N., & Selker, J. S. (2015). Thermal-plume fibre optic tracking (T-POT) test for flow velocity measurement in groundwater boreholes. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, *4*(2), 197–202. https://doi.org/10.5194/gi-4-197-2015

Read, T., Bour, O., Selker, J. S., Bense, V. F., Borgne, T. L., Hochreutener, R., & Lavenant, N. (2014). Active-distributed temperature sensing to continuously quantify vertical flow in boreholes. *Water Resources Research*, *50*(5), 3706–3713. https://doi.org/10.1002/2014WR015273

Read, T. O. T. (2016). *Applications of Distributed Temperature Sensing in Subsurface Hydrology* [University of East Anglia]. https://ueaeprints.uea.ac.uk/59401/1/T-Read_2016_PhDThesis.pdf

Reeves, H. W. (2008). STRMDEPL08—An extended version of STRMDEPL with additional analytical solutions to calculate streamflow depletion by nearby pumping wells. *U.S. Geological Survey, Open-File Report*, 22 p.

Reeves, J., & Hatch, C. E. (2016). Impacts of three-dimensional nonuniform flow on quantification of groundwater-surface water interactions using heat as a tracer. *Water Resources Research*, *52*(9), 6851–6866. https://doi.org/10.1002/2016WR018841

Renard, P., Glenz, D., & Mejias, M. (2008). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, *17*(3), 589–600. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0

Revelli, R., Boano, F., Camporeale, C., & Ridolfi, L. (2008). Intra-meander hyporheic flow in alluvial rivers. *Water Resources Research*, *44*(12). https://doi.org/10.1029/2008WR007081

Robustelli, F., Bour, O., Simon, N., & Longuevergne, L. (2018). *Dynamique de la nappe alluviale du champ captant du Bas-Montmorel* [Rapport de stage de Master 2].

Roni, P., & Beechie, T. (2012). Introduction to Restoration: Key Steps for Designing Effective Programs and Projects. In *Stream and Watershed Restoration* (pp. 1–10). John Wiley & Sons, Ltd. https://doi.org/10.1002/9781118406618.ch1

Rose, L., Krause, S., & Cassidy, N. J. (2013). Capabilities and limitations of tracing spatial temperature patterns by fiber-optic distributed temperature sensing: TECHNICAL NOTE. *Water Resources Research*, *49*(3), 1741–1745. https://doi.org/10.1002/wrcr.20144

Rosenberg, E. A., Wood, A. W., & Steinemann, A. C. (2011). Statistical applications of physically based hydrologic models to seasonal streamflow forecasts. *Water Resources Research*, *47*(3). https://doi.org/10.1029/2010WR010101

Rosenberry, D. O. (2008). A seepage meter designed for use in flowing water. *Journal of Hydrology*, *359*(1–2), 118–130. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.029

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. https://doi.org/10.1002/2016WR018808

Rosenberry, D. O., Duque, C., & Lee, D. R. (2020). History and evolution of seepage meters for quantifying flow between groundwater and surface water: Part 1 – Freshwater settings. *Earth-Science Reviews*, *204*, 103167. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103167

Ruehl, C., Fisher, A. T., Hatch, C., Huertos, M. L., Stemler, G., & Shennan, C. (2006). Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a strongly-losing stream. *Hydro-Ecological Functioning of the Pang and Lambourn Catchments, UK*, *330*(1), 235–248. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.025

Rui, Y., Hird, R., Yin, M., & Soga, K. (2019). Detecting changes in sediment overburden using distributed temperature sensing: An experimental and numerical study. *Marine Geophysical Research*, *40*(3), 261–277. https://doi.org/10.1007/s11001-018-9365-4

Ruiz, L., Abiven, S., Durand, P., Martin, C., Vertes, F., & Beaujouan, V. (2002). Effect on nitrate concentration in stream water of agricultural practices in small catchments in Brittany: I. Annual nitrogen budgets. *Hydrology and Earth System Sciences*, *6*(3), 497–505.

Sawyer, A., Cardenas, M., Bomar, A., & Mackey, M. (2009). Impact of dam operations on hyporheic exchange in the riparian zone of a regulated river. *Hydrological Processes*, *23*(15), 2129–2137. https://doi.org/10.1002/hyp.7324

Sayde, C., Buelga, J. B., Rodriguez-Sinobas, L., El Khoury, L., English, M., van de Giesen, N., & Selker, J. S. (2014). Mapping variability of soil water content and flux across 1–1000 m scales using the Actively Heated Fiber Optic method. *Water Resources Research*, *50*(9), 7302–7317. https://doi.org/10.1002/2013WR014983

Sayde, C., Gregory, C., Gil-Rodriguez, M., Tufillaro, N., Tyler, S., van de Giesen, N., English, M., Cuenca, R., & Selker, J. S. (2010). Feasibility of soil moisture monitoring with heated fiber optics. *Water Resources Research*, *46*(6). https://doi.org/10.1029/2009WR007846

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. https://doi.org/10.1002/2015GL066729

Schmidt, C., Conant, B., Bayer-Raich, M., & Schirmer, M. (2007). Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *Journal of Hydrology*, *347*(3–4), 292–307. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.022

SEAFOM. (2010). *Measurement Specification for Distributed Temperature Sensing (SEAFOM-MSP-01)*. SEAFOM. http://www.seafom.com/

Sebok, E., Duque, C., Kazmierczak, J., Engesgaard, P., Nilsson, B., Karan, S., & Frandsen, M. (2013). High-resolution distributed temperature sensing to detect seasonal groundwater discharge into Lake Vaeng, Denmark. *Water Resources Research*, *49*(9), 5355–5368. https://doi.org/10.1002/wrcr.20436

Sebok, Eva, 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. https://doi.org/10.1002/hyp.10455

Sebok, Eva, Engesgaard, P., & Duque, C. (2017). Long-term monitoring of streambed sedimentation and scour in a dynamic stream based on streambed temperature time series. *Environmental Monitoring and Assessment*, *189*(9), 469. https://doi.org/10.1007/s10661-017-6194-x

Selker, F., & Selker, J. S. (2018). Investigating Water Movement Within and Near Wells Using Active Point Heating and Fiber Optic Distributed Temperature Sensing. *Sensors*, *18*(4). https://doi.org/10.3390/s18041023

Selker, J. S., Thevenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., de Giesen, N. van, Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., & Parlange, M. B. (2006). Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, *42*(12), W12202. https://doi.org/10.1029/2006WR005326

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. https://doi.org/10.1002/2013WR014979

Selker, J. S., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., & Parlange, M. B. (2006). Fiber optics opens window on stream dynamics. *Geophysical Research Letters*, *33*(24), L24401. https://doi.org/10.1029/2006GL027979

Sepaskhah, A. R., & Boersma, L. (1979). Thermal Conductivity of Soils as a Function of Temperature and Water Content. *Soil Science Society of America Journal*, *43*(3), 439–444. https://doi.org/10.2136/sssaj1979.03615995004300030003x

Shanafield, M., Banks, E. W., Arkwright, J. W., & Hausner, M. B. (2018). Fiber-Optic Sensing for Environmental Applications: Where We Have Come From and What Is

Possible. *Water Resources Research*, *54*(11), 8552–8557. https://doi.org/10.1029/2018WR022768

SIGES Seine-Normandie. (2015). *MASSE D'EAU SOUTERRAINE HG504—« SOCLE DU BASSIN VERSANT DE LA SELUNE »*. http://sigessn.brgm.fr/files/FichesMESO/Fiches_completes/Fiche_MESO_FRHG504_Seine-Normandie.pdf

Simon, N., Bour, O., Lavenant, N., Porel, G., Nauleau, B., Pouladi, B., & Longuevergne, L. (2020). A Comparison of Different Methods to Estimate the Effective Spatial Resolution of FO-DTS Measurements Achieved during Sandbox Experiments. *Sensors*, *20*(2). https://doi.org/10.3390/s20020570

Simon, N., Bour, O., Lavenant, N., Porel, G., Nauleau, B., Pouladi, B., Longuevergne, L., & Crave, A. (Submitted). Numerical and experimental validation of the applicability of active-DTS experiments to estimate thermal conductivity and groundwater flux in porous media. *Water Resources Research*.

Singh, T., Wu, L., Gomez-Velez, J. D., Lewandowski, J., Hannah, D. M., & Krause, S. (2019). Dynamic Hyporheic Zones: Exploring the Role of Peak Flow Events on Bedform-Induced Hyporheic Exchange. *Water Resources Research*, *55*(1), 218–235. https://doi.org/10.1029/2018WR022993

Slater, L. D., Ntarlagiannis, D., Day-Lewis, F. D., Mwakanyamale, K., Versteeg, R. J., Ward, A., Strickland, C., Johnson, C. D., & Lane, J. W. (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*, W10533. https://doi.org/10.1029/2010WR009110

Smits, K. M., Sakaki, T., Howington, S. E., Peters, J. F., & Illangasekare, T. H. (2013). Temperature Dependence of Thermal Properties of Sands across a Wide Range of Temperatures (30-70 degrees C). *Vadose Zone Journal*, *12*(1). https://doi.org/10.2136/vzj2012.0033

Smolen, J. J., & van der Spek, A. (2003). Distributed temperature sensing—A DTS primer for oil & gas production. *Tech. Report, Shell*.

Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: The state of the science. *Hydrogeology Journal*, *10*(1), 52–67. https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8

Squillace, P. J. (1996). Observed and Simulated Movement of Bank-Storage Water. *Groundwater*, *34*(1), 121–134. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1996.tb01872.x

Stallman, W. (1965). *Steady One-Dimensional Fluid Flow in a Semi-Infinite Porous Medium With Sinusoidal Surface Temperature* (Vol. 70). https://doi.org/10.1029/JZ070i012p02821

Stauffer, F., Bayer, P., Blum, P., Molina Giraldo, N., & Kinzelbach, W. (2013). *Thermal Use of Shallow Groundwater*. https://doi.org/10.1201/b16239

Stonedahl, S. H., Harvey, J. W., Wörman, A., Salehin, M., & Packman, A. I. (2010). A multiscale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. *Water Resources Research*, *46*(12). https://doi.org/10.1029/2009WR008865

Stonestrom, D. A., & Constantz, J. (2003). *Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams* (Vol. 1260).

Storey, R. G., Howard, K. W. F., & Williams, D. D. (2003). Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, *39*(2). https://doi.org/10.1029/2002WR001367

Suárez, F., Aravena, J., Hausner, M., Childress, A., & Tyler, S. (2011). Assessment of a vertical high-resolution distributed-temperature-sensing system in a shallow thermohaline environment. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, *15*. https://doi.org/10.5194/hessd-8-29-2011

Sutton, M., Nutter, D., & Couvillion, R. (2003). A ground resistance for vertical bore heat exchangers with groundwater flow. *Journal of Energy Resources Technology*, *125*, 183–189. https://doi.org/10.1151/1.1591203

Swanson, T. E., & Cardenas, M. B. (2011). Ex-Stream: A MATLAB program for calculating fluid flux through sediment–water interfaces based on steady and transient temperature profiles. *Computers & Geosciences*, *37*(10), 1664–1669. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.12.001

Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune. (2001, December). *Etat des Lieux—SAGE de la Sélune*. http://bassin-selune.fr/sites/bassin-selune.fr/files/telechargement/SAGE/etat_lieux_selune_2001.pdf

Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune. (2017, September 22). *Etat des lieux révisé du bassin de la Sélune*. http://bassin-selune.fr/sites/bassin-selune.fr/files/telechargement/SAGE/etat_des_lieux_v1.pdf

Thomas, O., & Germaine, M.-A. (2018). De l'enjeu de conservation au projet de territoire: Le saumon atlantique au coeur des débats. *VertigO - La Revue Électronique En Sciences de l'environnement [Online]*, *Volume 18*(numéro 2). https://doi.org/10.4000/vertigo.22259

Thomle, J., Strickland, C., Johnson, T. C., Zhu, Y., & Stegen, J. (2020). A Flux Detection Probe to Quantify Dynamic Groundwater-Surface Water Exchange in the Hyporheic Zone. *Groundwater*, *n/a*(n/a). https://doi.org/10.1111/gwat.13001

Tonina, D., & Buffington, J. M. (2007). Hyporheic exchange in gravel bed rivers with pool-riffle morphology: Laboratory experiments and three-dimensional modeling. *Water Resources Research*, *43*(1). https://doi.org/10.1029/2005WR004328

Tonina, D., & Buffington, J. M. (2011). Effects of stream discharge, alluvial depth and bar amplitude on hyporheic flow in pool-riffle channels. *Water Resources Research*, *47*, W08508. https://doi.org/10.1029/2010WR009140

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. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00186-9

Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, *68*(16), 4795–4812. https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795

Trauth, N., & Fleckenstein, J. H. (2017). Single discharge events increase reactive efficiency of the hyporheic zone. *Water Resources Research*, *53*(1), 779–798. https://doi.org/10.1002/2016WR019488

Trauth, N., Schmidt, C., Maier, U., Vieweg, M., & Fleckenstein, J. H. (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. https://doi.org/10.1002/wrcr.20442

Triska, F. J., Duff, J. H., & Avanzino, R. J. (1993). The role of water exchange between a stream channel and its hyporheic zone in nitrogen cycling at the terrestrial-aquatic interface. *Hydrobiologia*, *251*(1), 167–184. https://doi.org/10.1007/BF00007177

Tyler, S. W., Selker, J. S., Hausner, M. B., Hatch, C. E., Torgersen, T., Thodal, C. E., & Schladow, S. G. (2009). Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. *Water Resources Research*, *45*, W00D23. https://doi.org/10.1029/2008WR007052

Ukil, A., Braendle, H., & Krippner, P. (2012). Distributed Temperature Sensing: Review of Technology and Applications. *IEEE Sensors Journal - IEEE SENS J*, *12*, 885–892. https://doi.org/10.1109/JSEN.2011.2162060

Unland, N., Cartwright, I., Anderson, M., Rau, G., Reed, J., Gilfedder, B., Atkinson, A., & Hofmann, H. (2013). Investigating the spatio-temporal variability in groundwater and surface water interactions: A multi-technique approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*, 3437–3453. https://doi.org/10.5194/hess-17-3437-2013

van de Giesen, N., Steele-Dunne, S. C., Jansen, J., Hoes, O., Hausner, M. B., Tyler, S., & Selker, J. (2012). Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. *Sensors*, *12*(5), 5471–5485. https://doi.org/10.3390/s120505471

Varli, D., & Yilmaz, K. (2018). A Multi-Scale Approach for Improved Characterization of Surface Water—Groundwater Interactions: Integrating Thermal Remote Sensing and in-Stream Measurements. *Water*, *10*, 854. https://doi.org/10.3390/w10070854

Voytek, E. B., Drenkelfuss, A., Day-Lewis, F. D., Healy, R., Lane, J. W., & Werkema, D. (2014). 1DTempPro: Analyzing Temperature Profiles for Groundwater/Surface-water Exchange. *Groundwater*, *52*(2), 298–302. https://doi.org/10.1111/gwat.12051

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

Webster, R. (1985). Quantitative Spatial Analysis of Soil in the Field. In B. A. Stewart (Ed.), *Advances in Soil Science* (pp. 1–70). Springer New York.

Weiss, J. (2003). Using Fiber Optics to Detect Moisture Intrusion into a Landfill Cap Consisting of a Vegetative Soil Barrier. *Journal of the Air & Waste Management Association (1995)*, *53*, 1130–1148. https://doi.org/10.1080/10473289.2003.10466268

Westhoff, M. C., Gooseff, M. N., Bogaard, T. A., & Savenije, H. H. G. (2011). Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream. *Water Resources Research*, *47*, W10508. https://doi.org/10.1029/2010WR009767

Westhoff, M. C., Savenije, H. H. G., Luxemburg, W. M. J., Stelling, G. S., van de Giesen, N. C., Selker, J. S., Pfister, L., & Uhlenbrook, S. (2007). A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, *11*(4), 1469–1480.

White, D. S. (1993). Perspectives on Defining and Delineating Hyporheic Zones. *Journal of the North American Benthological Society*, *12*(1), 61–69. JSTOR. https://doi.org/10.2307/1467686

Wilson, J. L. (1993). Induced infiltration in aquifers with ambient flow. *Water Resources Research*, *29*(10), 3503–3512. https://doi.org/10.1029/93WR01393

Winter, T. C. (2007). The Role of Ground Water in Generating Streamflow in Headwater Areas and in Maintaining Base Flow1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, *43*(1), 15–25. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00003.x

Winter, T., Harvey, J., Franke, O., & Alley, W. (1998). Ground water and surface water a single resource. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, *1139*.

Woessner, W. W. (2000). Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water*, *38*(3), 423–429. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00228.x

Woessner, W. W. (2015, October 21). *The Role of Groundwater in Streams, Floodplains, and Riparian Zones*. http://dnrc.mt.gov/divisions/water/management/docs/training-and-education/sar-1_woessner.pdf

Wondzell, S. M., Gooseff, M. N., & McGlynn, B. L. (2010). An analysis of alternative conceptual models relating hyporheic exchange flow to diel fluctuations in discharge during baseflow recession. *Hydrological Processes*, *24*(6), 686–694. https://doi.org/10.1002/hyp.7507

Wondzell, S. M., Herzog, S. P., Gooseff, M. N., Ward, A. S., & Schmadel, N. M. (2019). Geomorphic Controls on Hyporheic Exchange Across Scales—Watersheds to Particles☆. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12135-9

Wondzell, S. M., & Swanson, F. J. (1996). Seasonal and Storm Dynamics of the Hyporheic Zone of a 4th-Order Mountain Stream. II: Nitrogen Cycling. *Journal of the North*

American Benthological Society, *15*(1), 20–34. JSTOR. https://doi.org/10.2307/1467430

Wörman, A., Packman, A. I., Johansson, H., & Jonsson, K. (2002). Effect of flow-induced exchange in hyporheic zones on longitudinal transport of solutes in streams and rivers. *Water Resources Research*, *38*(1), 2–1. https://doi.org/10.1029/2001WR000769

Wörman, A., Packman, A. I., Marklund, L., Harvey, J. W., & Stone, S. H. (2007). Fractal topography and subsurface water flows from fluvial bedforms to the continental shield. *Geophysical Research Letters*, *34*(7). https://doi.org/10.1029/2007GL029426

Wroblicky, G. J., Campana, M. E., Valett, H. M., & Dahm, C. N. (1998). Seasonal variation in surface-subsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems. *Water Resources Research*, *34*(3), 317–328. https://doi.org/10.1029/97WR03285

Wu, R., Martin, V., McKenzie, J., Broda, S., Bussière, B., Aubertin, M., & Kurylyk, B. L. (2019). Laboratory-scale assessment of a capillary barrier using fibre optic distributed temperature sensing (FO-DTS). *Canadian Geotechnical Journal*, *57*(1), 115–126. https://doi.org/10.1139/cgj-2018-0283

Wyns, R., J.M, B., Lachassagne, P., Legchenko, A., & J, V. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *175*, 21–34. https://doi.org/10.2113/175.1.21

Xian, Y., Jin, M., & Zhan, H. (2020). Buffer effect on identifying transient streambed hydraulic conductivity with inversion of flood wave responses. *Journal of Hydrology*, *580*, 124261. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124261

Zhang, B., Gu, K., Shi, B., Liu, C., Bayer, P., Wei, G., Gong, X., & Yang, L. (2020). Actively heated fiber optics based thermal response test: A field demonstration. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, *134*, 110336. https://doi.org/10.1016/j.rser.2020.110336

Zlotnik, V., & Tartakovsky, D. M. (2018). Interpretation of Heat-Pulse Tracer Tests for Characterization of Three-Dimensional Velocity Fields in Hyporheic Zone. *Water Resources Research*, *54*(6), 4028–4039. https://doi.org/10.1029/2017WR022476

Zubair, S. M., & Chaudhry, M. A. (1996). Temperature solutions due to time-dependent moving-line-heat sources. *Heat and Mass Transfer*, *31*(3), 185–189. https://doi.org/10.1007/BF02333318

Annexes

Annexe 1: Chroniques des différents paramètres suivi au niveau du site expérimental de Signy

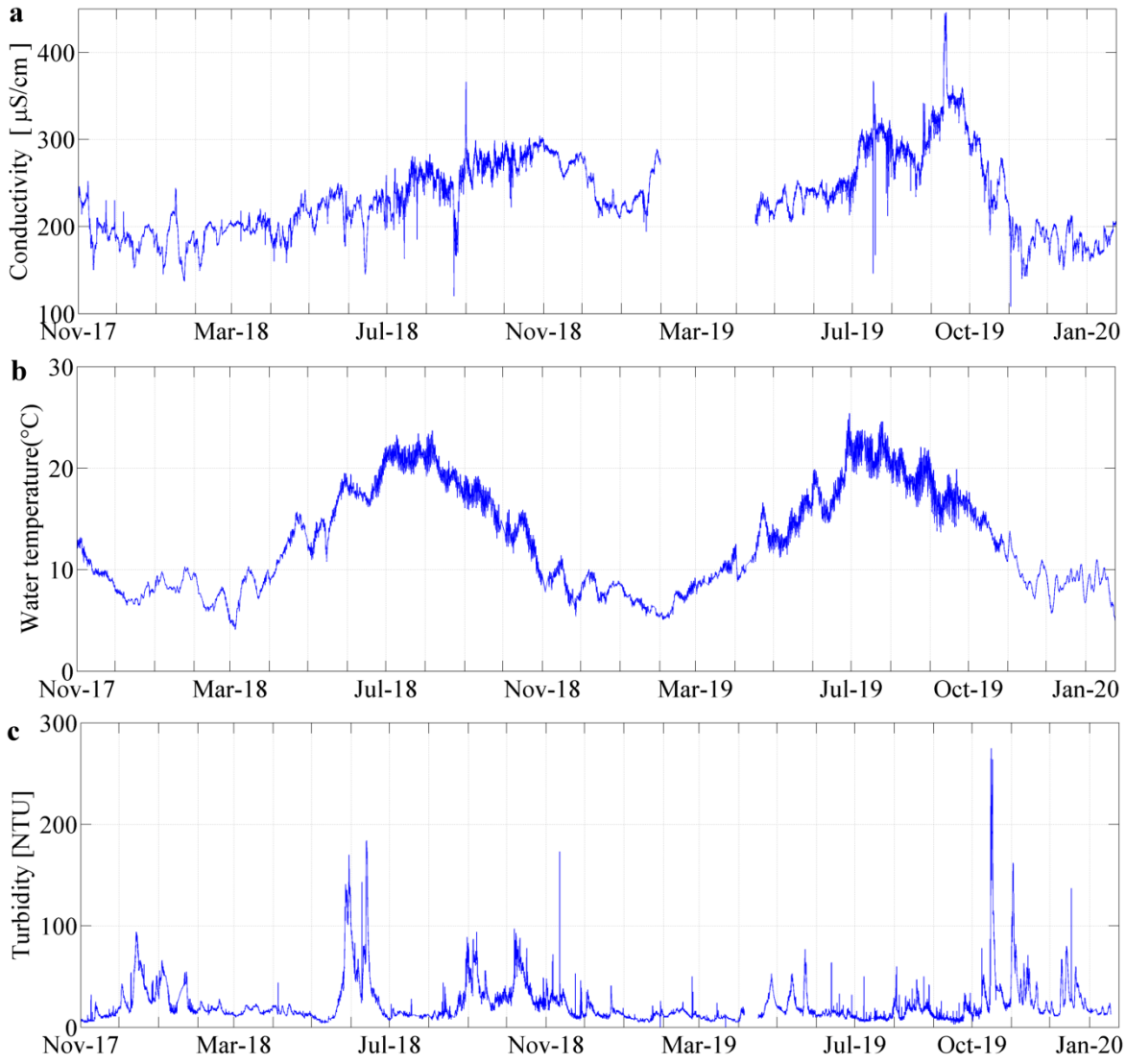


Figure A-1. Mesures de conductivité (a), de temperature de la rivière (b) et de turbidité (c) mesurées à la station hydrométrique du Pont de Signy entre Novembre 2017 et Février 2020

Annexe 2 : Différence de charges entre le cours d'eau et les piézomètres

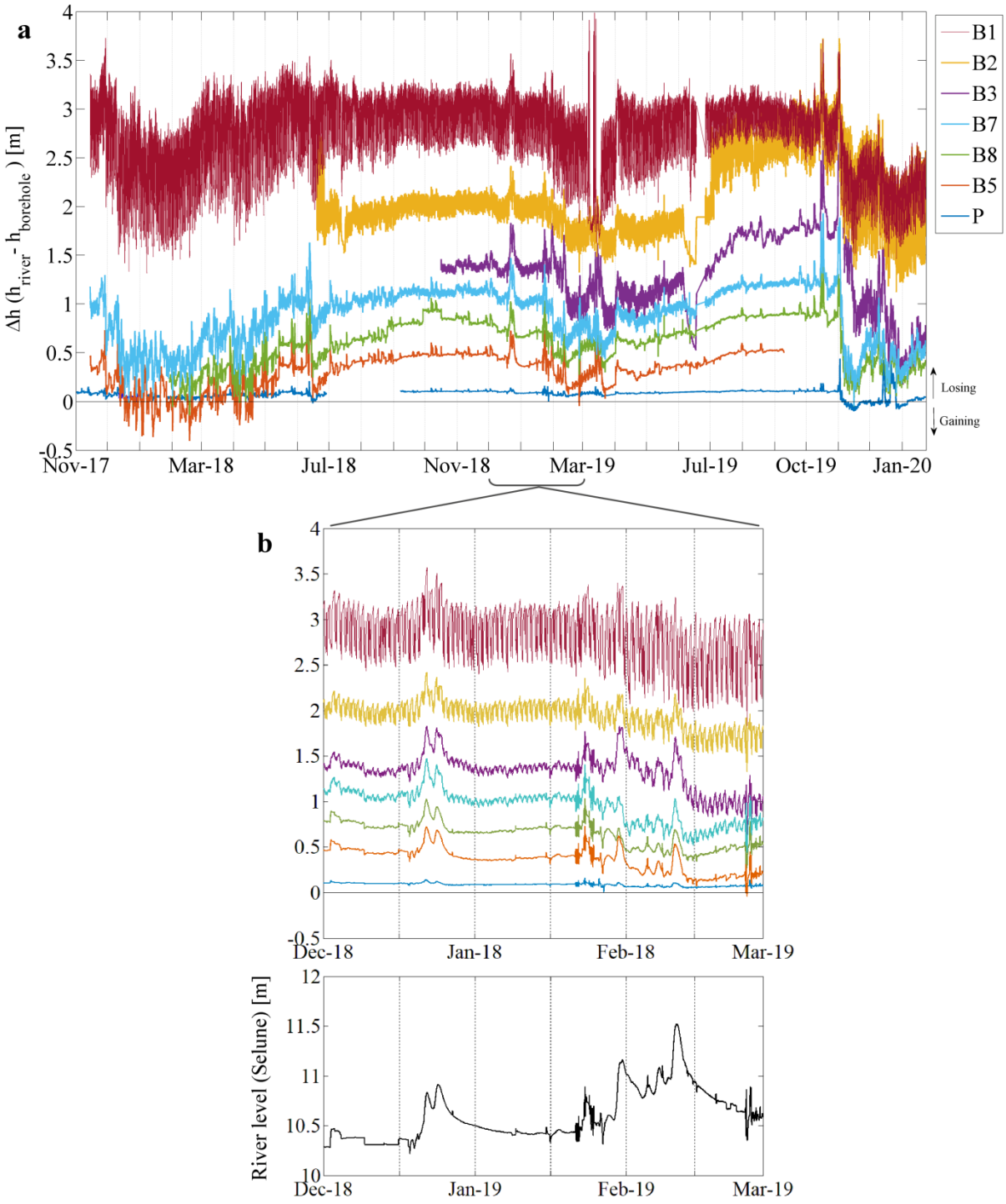


Figure A-2. a. Différences de charges calculées entre la Sélune et les différents piézomètres du méandre. Un Δh positif signifie que le niveau dans la Sélune est supérieur à celui dans le piézomètre et que les écoulements se font de la rivière vers la nappe. b. Zoom sur la période de Décembre 2018 à Mars 2019.

Annexe 3 : Données de conductivité et d'oxygène mesurées dans les sédiments de la rivière

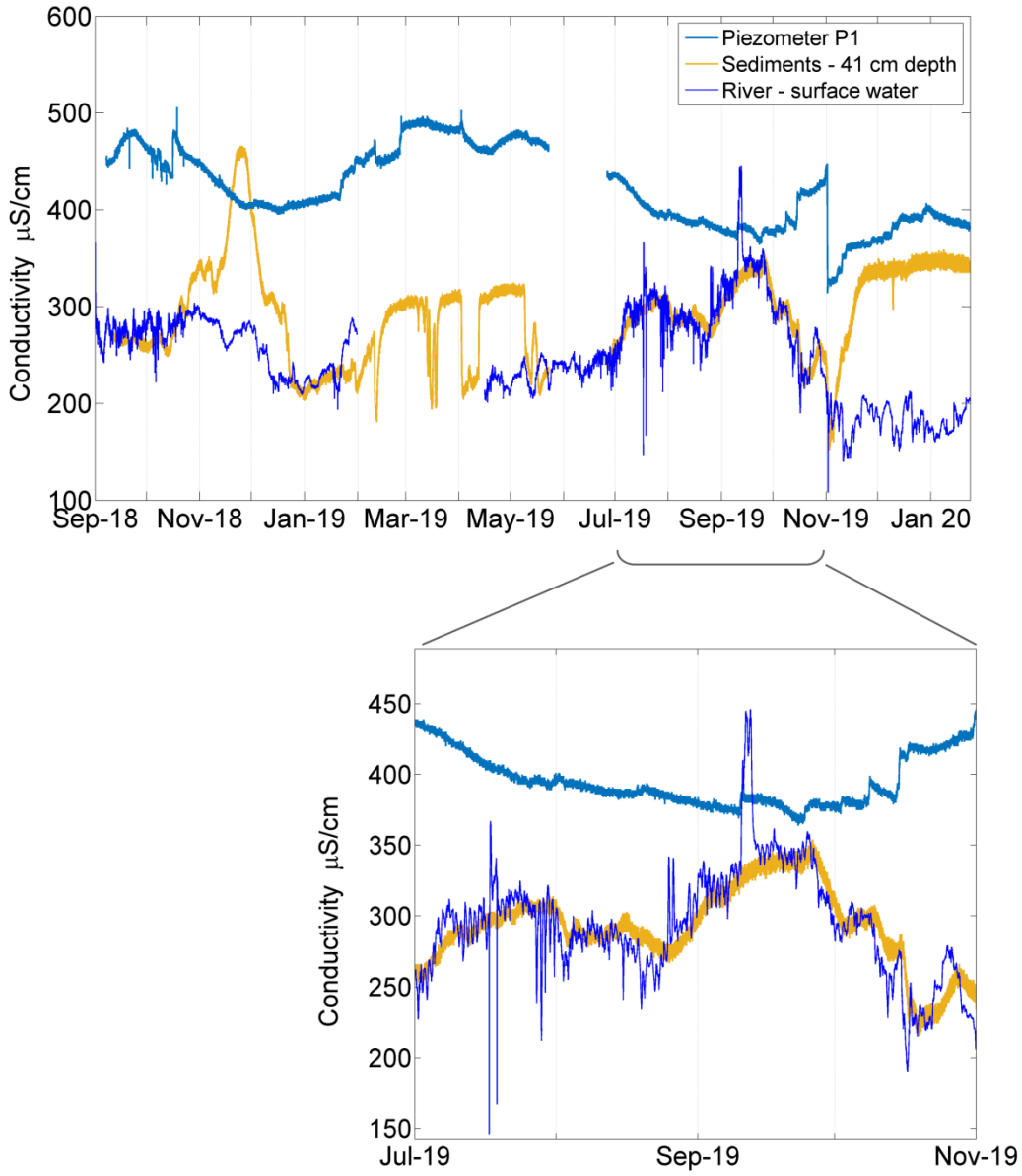


Figure A-3. Évolution de la conductivité mesurée au cours du temps dans le piezometer P1, la Sélune (au niveau du Pont de Signy) et à 41 cm dans les sédiments de la rivière

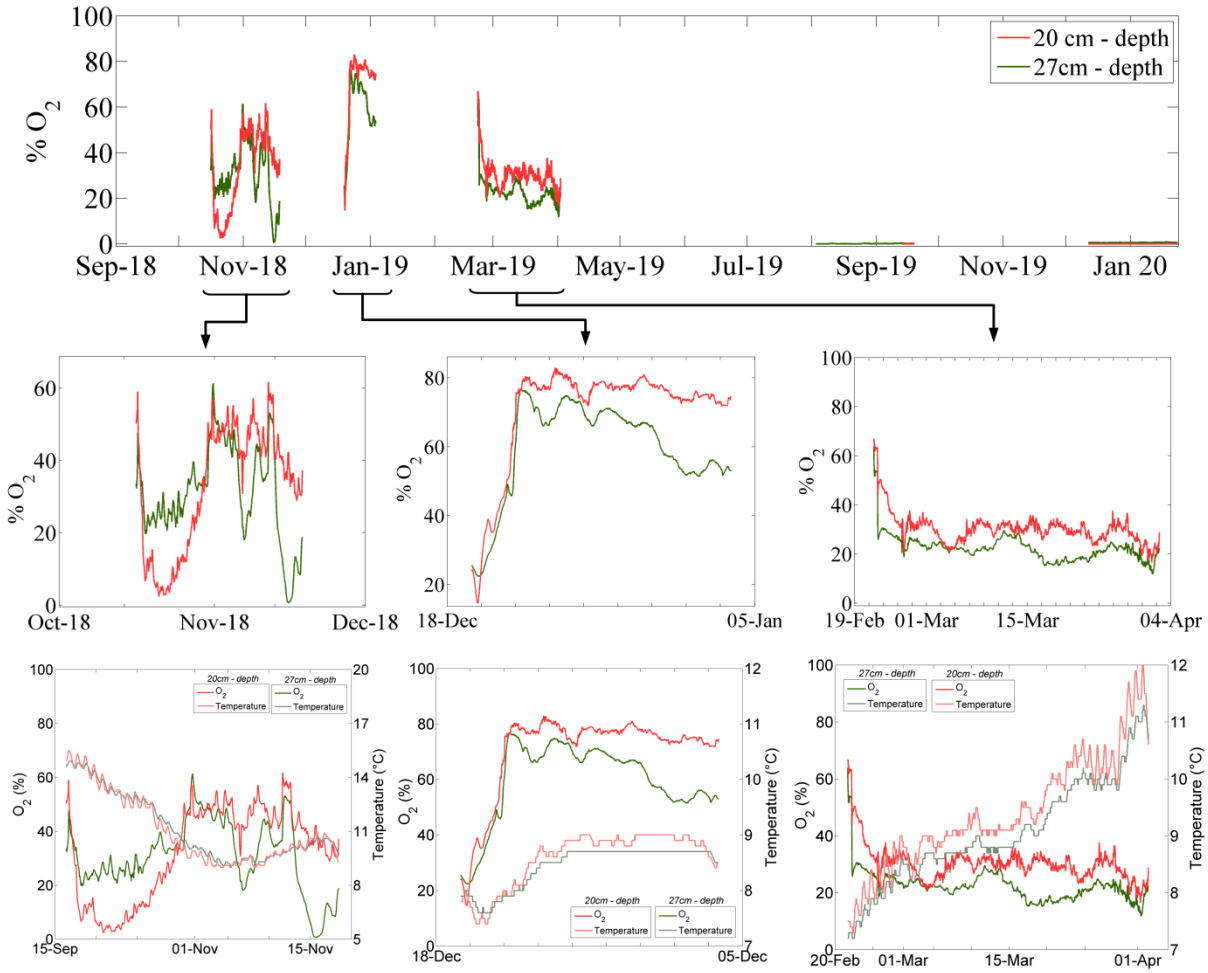


Figure A-4. Évolution des teneurs en oxygène et des températures mesurées dans les sédiments de la Sélune (à 20 et 27 cm de profondeur). Des difficultés techniques pour l'acquisition des données ont conduit à enregistrer seulement des chroniques ponctuelles.

Annexe 4 : Chroniques de température mesurées au niveau des profils verticaux de température 2 et 4

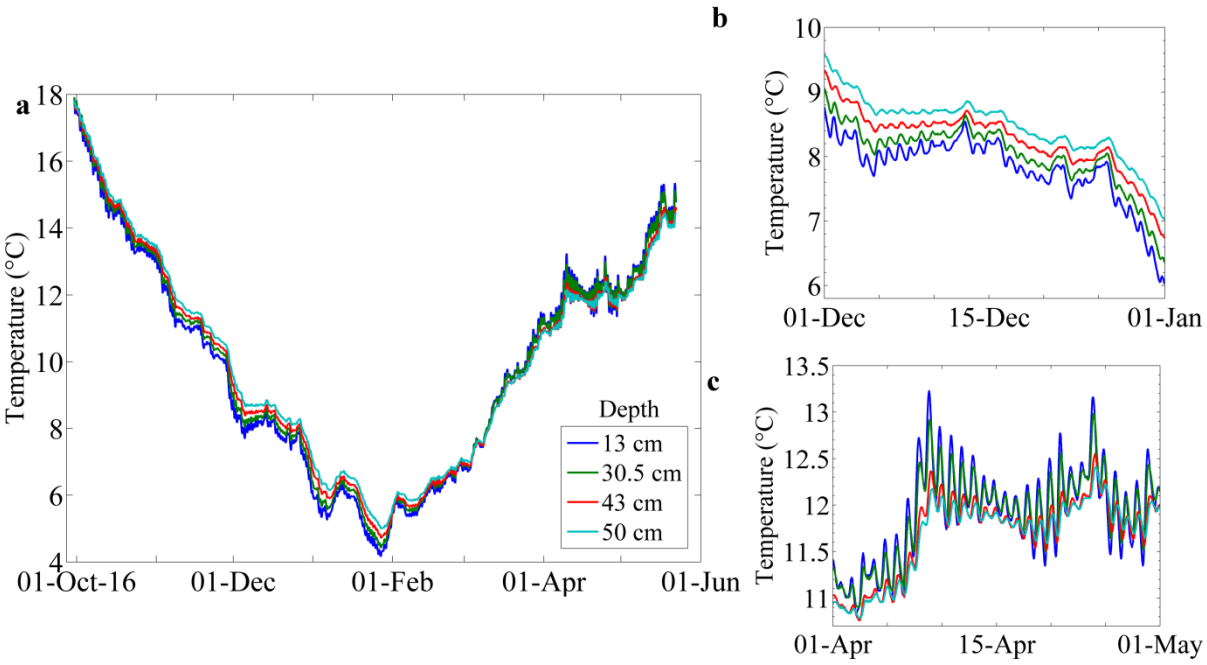


Figure A-5. Variations de températures enregistrées à différentes profondeurs pour le PVT 2. Les Figures b. et c. montrent plus précisément les différences d'amplitude et les décalages en temps observés entre les différentes sondes en se focalisant sur des périodes de temps plus courtes

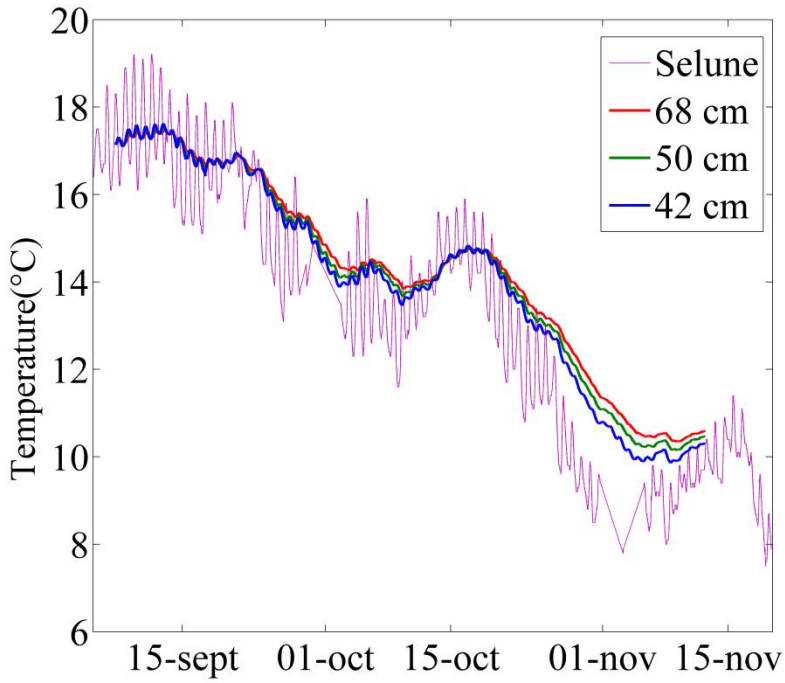


Figure A-6. Variations de températures enregistrées à différentes profondeurs pour le PVT 4.

Annexe 5 : Modélisation des mesures de température avec le modèle FLUX-BOT

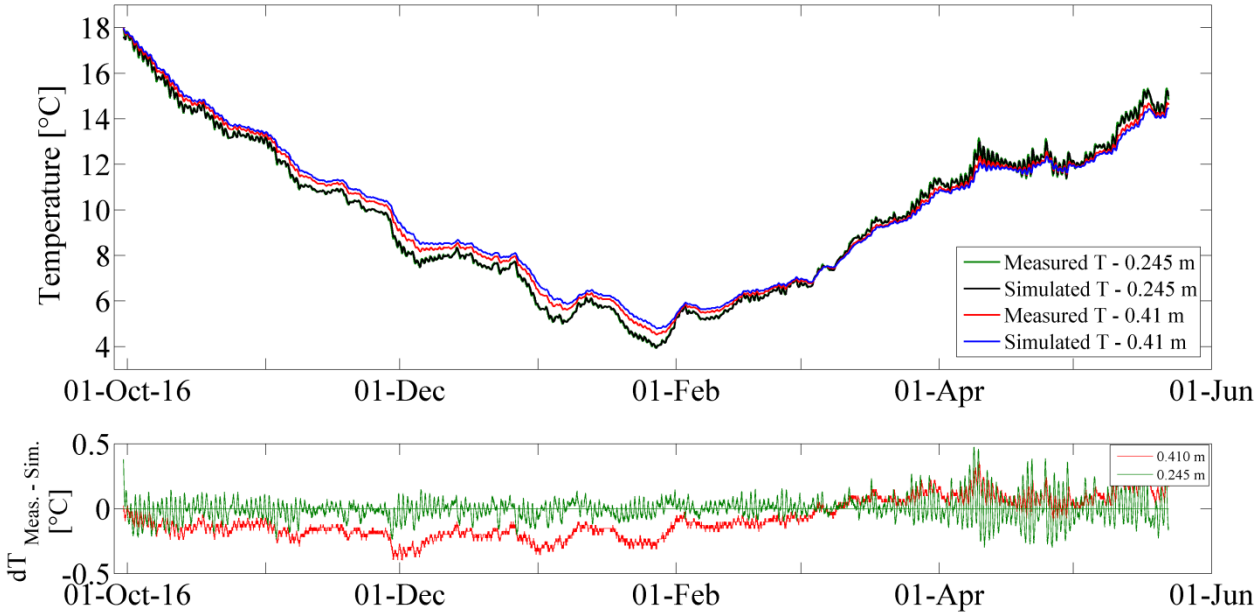


Figure A-7. Modélisation des mesures de température collectées au PVT 1 avec le modèle FLUX-BOT qui permet de calculer les flux verticaux. Il apparaît que le modèle reproduit parfaitement les chroniques mesurées à 24.5 cm de profondeurs mais que l'erreur sur les mesures à 41 cm sont plus importantes.

Annexe 6 : Plan de la charrue développée pour l'installation de câbles de fibre optique en rivière

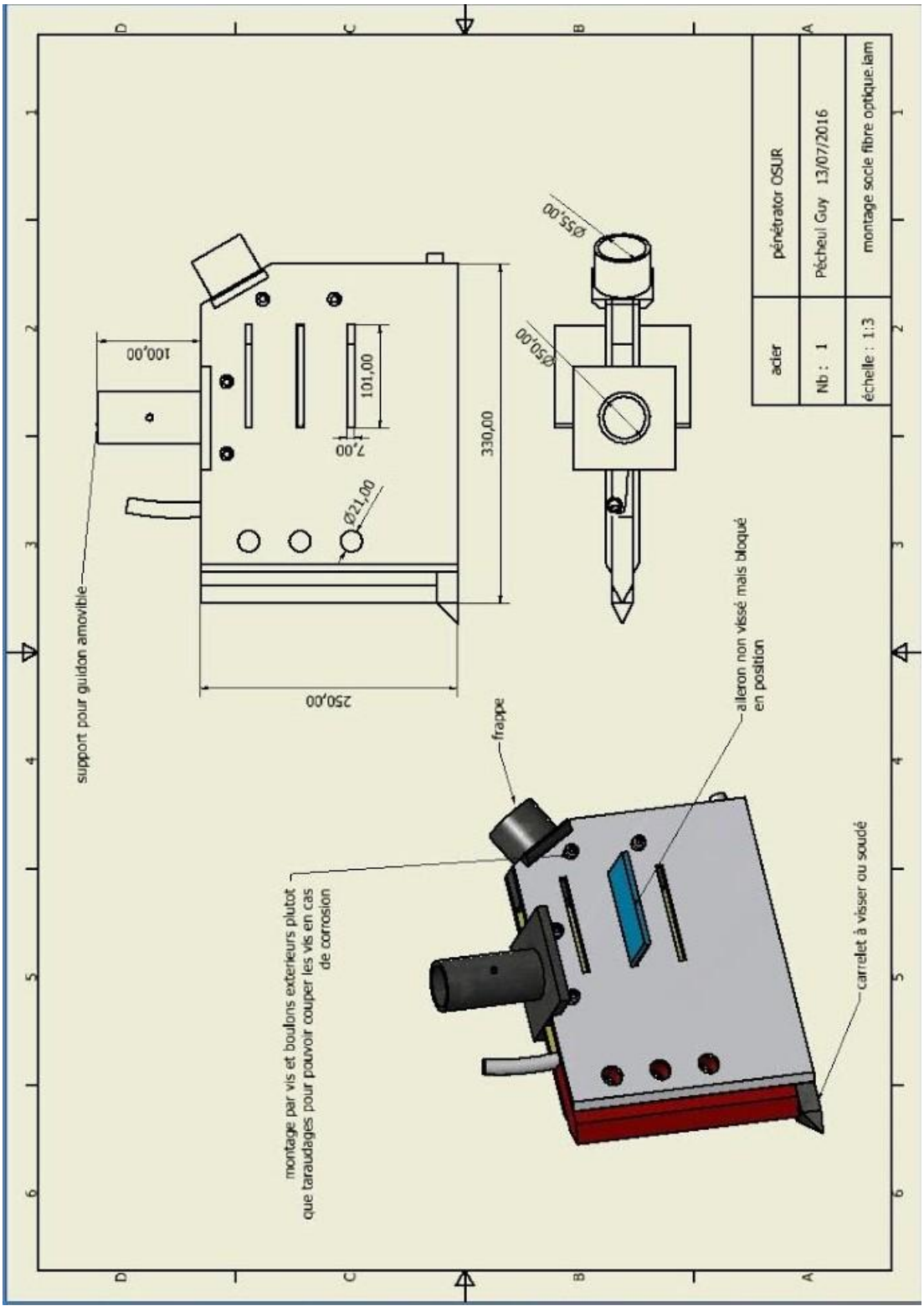


Figure A-8. Plan technique de la charrue, outil développé et conçu pour faciliter l'enfouissement de câbles de fibre optique dans le lit de rivières.

Annexe 7 : Détails des conditions hydrologiques lors des différentes expériences de chauffe réalisées en avril 2018

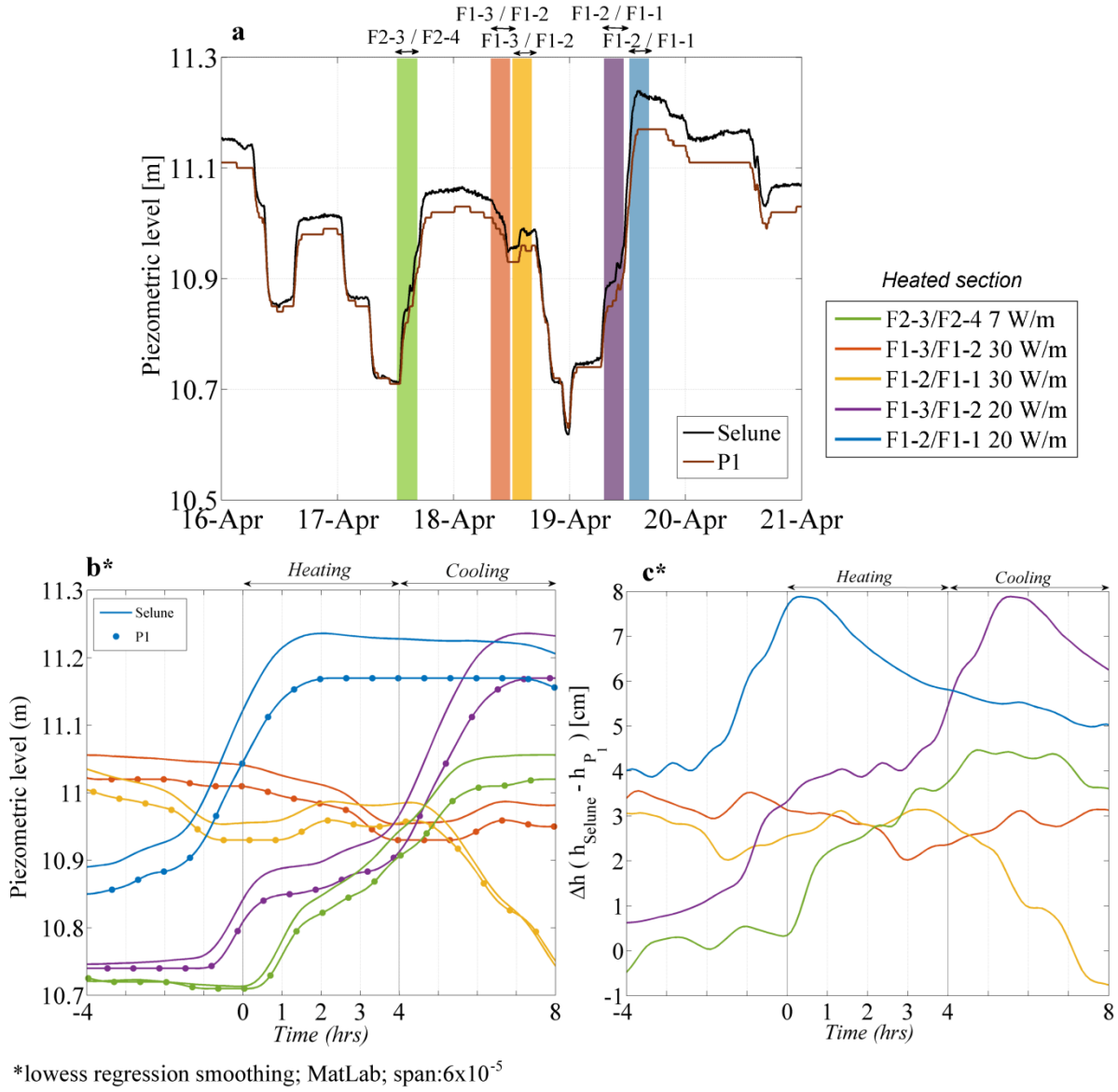


Figure A-9. a. Variations des niveaux d'eau dans la Sélune et dans le piézomètre P1 durant la semaine de mesures d'avril 2018 et précision sur les différentes périodes de chauffe réalisées dans la semaine. b. Comparaison des évolutions des niveaux d'eau dans la Sélune et dans le piézomètre P1 pour chaque expérience chauffée. c. Comparaison des différences de charges relevées entre la Sélune et le piézomètre P1 pour chaque expérience chauffée

Annexe 8 : Application de la méthode des dérivées sur les données de température collectées le long de la FO2

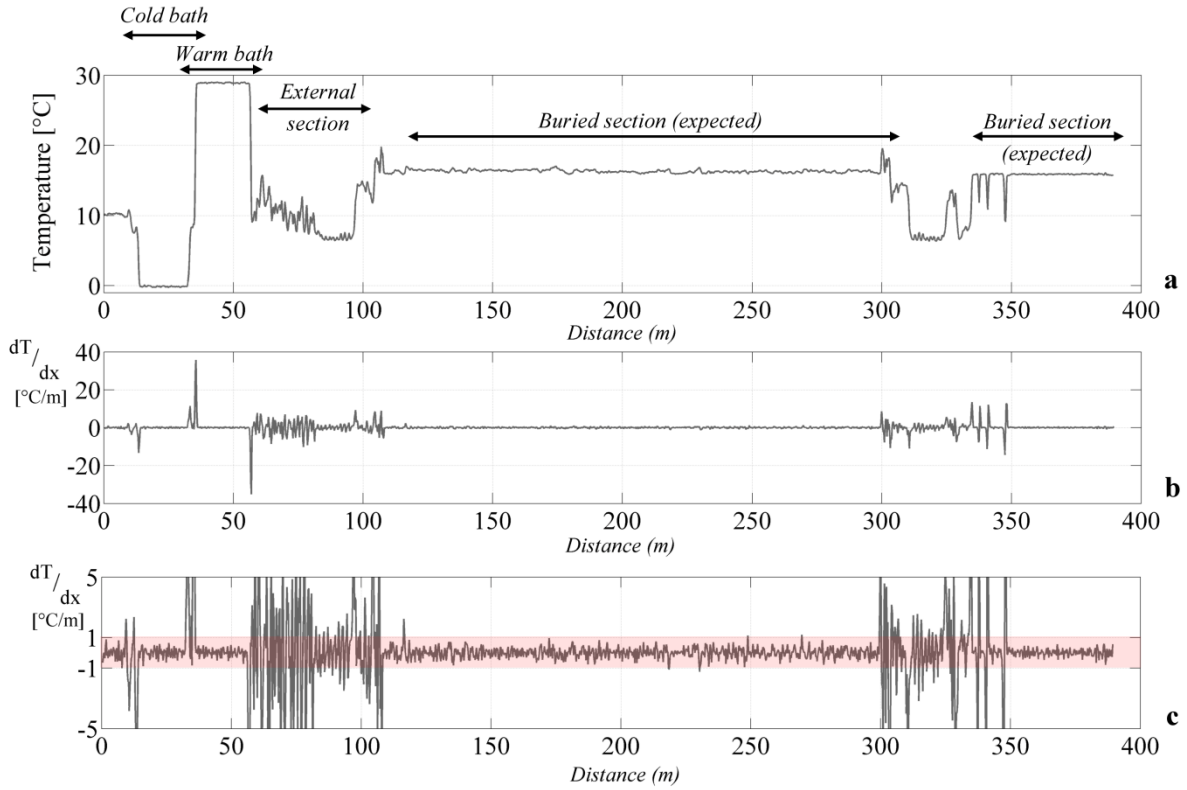


Figure A-10. Application de la méthode des dérivées sur les données collectées le long de la FO2 en avril 2018 (a). Définition des zones où les données sont considérées cohérentes (b,c)

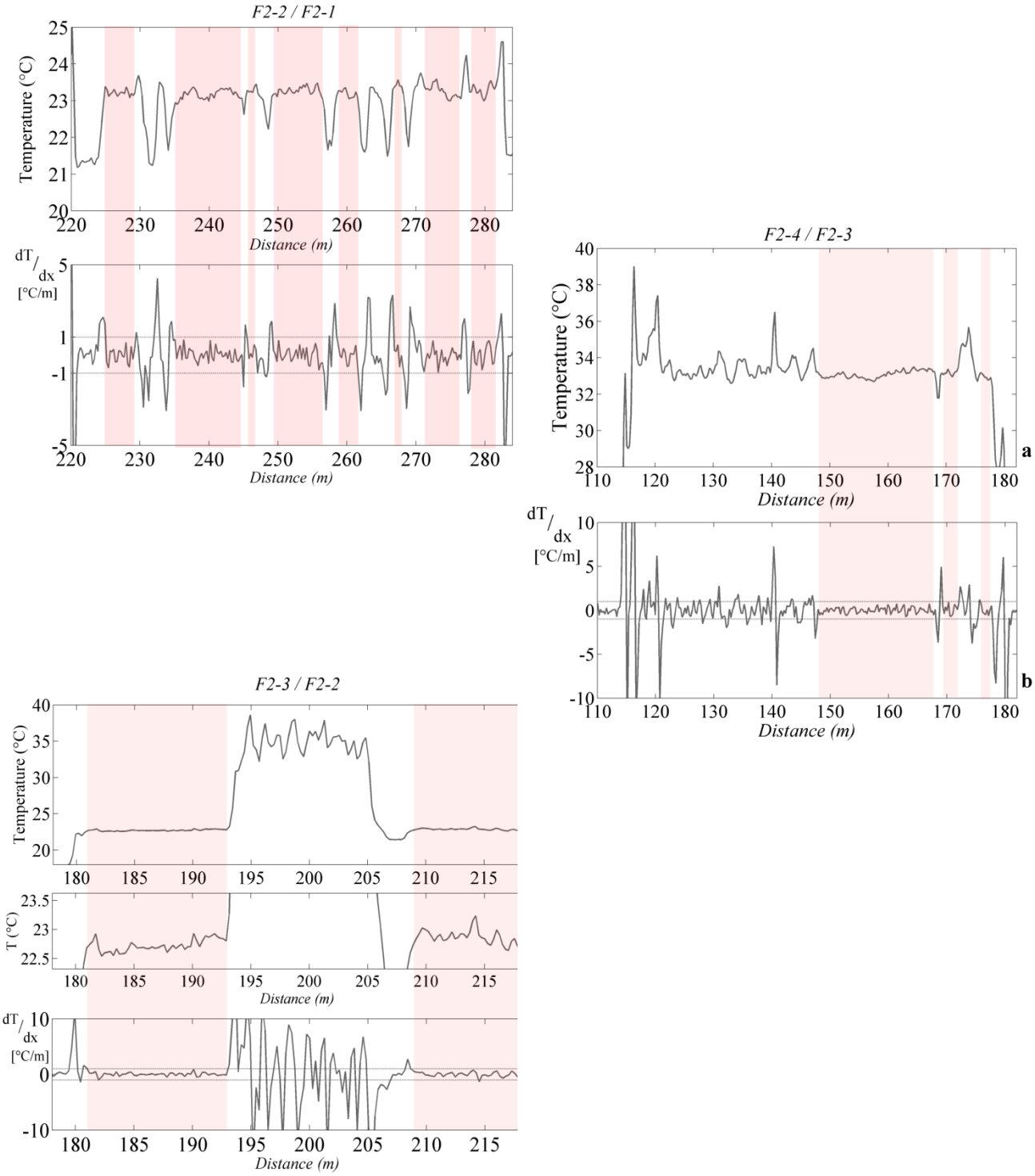


Figure A-11. Définition des portions des sections chauffées où les mesures sont considérées comme représentatives de la température effective pour les différentes sections chauffées du câble FO2.

Annexe 9 : Estimation des valeurs distribuées de conductivité thermique – comparaison deux méthodes (MILS et calcul de pentes)

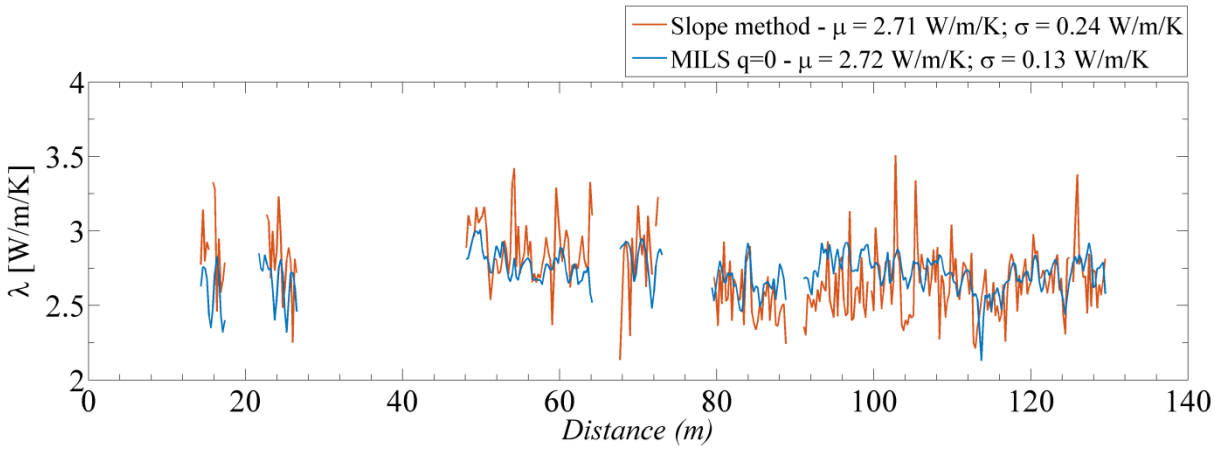


Figure A-12. Estimation des valeurs distribuées de conductivité thermique le long de la fibre FO1 à partir 1) du modèle MILS considérant q=0 (ligne bleue) et 2) du calcul de la pente des températures mesurées durant la période de conduction dominante

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Titre : Développement des méthodes actives de mesures distribuées de température par fibre optique pour la quantification des écoulements souterrains : apports et limites pour la caractérisation des échanges nappe/rivière

Mots clés : Mesures distribuées de température par fibre optique ; Échanges nappe/rivière ; Flux d'eau et conductivité thermique ; Modélisations numériques, mesures expérimentales et applications sur le terrain

Résumé : Les échanges entre les rivières et les nappes d'eau souterraine jouent un rôle essentiel dans le maintien des écosystèmes aquatiques. Or, leur caractérisation demeure difficile du fait de leur forte variabilité dans l'espace et dans le temps. Dans ce contexte, l'objectif de ce travail de thèse est de développer des méthodes actives de mesures distribuées de température pour quantifier la dynamique des interactions nappe/rivière.
Après avoir établi une nouvelle approche pour évaluer la résolution spatiale des mesures de température, nous avons validé deux nouvelles méthodes d'interprétation permettant d'estimer de manière distribuée les flux d'eau et la conductivité thermique du milieu poreux. Les travaux, associant modélisations numériques et mesures expérimentales en laboratoire, montrent que les méthodes d'interprétation développées permettent d'estimer avec une excellente précision les écoulements et que la gamme de flux pouvant être investiguée est particulièrement large.
Pour tester cette approche prometteuse, des expériences actives ont ensuite été réalisées sur le terrain dans deux environnements différents : d'abord dans un petit cours d'eau d'ordre 1 de tête de bassin versant, puis dans un fleuve s'écoulant le long d'une plaine alluviale. Ces applications ont démontré le fort potentiel des méthodes actives pour quantifier les écoulements à l'interface nappe/rivière et décrire leur variabilité spatiale et temporelle. La comparaison des résultats obtenus sur les deux sites a permis finalement de discuter la faisabilité, les apports mais aussi les limites de la méthode dans différents contextes hydrologiques.

Title : Development of active-Distributed Temperature Sensing (A-DTS) experiments to quantify groundwater flows : capabilities and limitations for characterizing groundwater-surface water interactions

Keywords : Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) ; Groundwater/surface water interactions ; Groundwater fluxes and thermal conductivity ; Numerical simulations, sandbox experiments, field application

Abstract: Groundwater/surface water interactions play a fundamental role in the functioning of aquatic ecosystems. However, their quantification is challenging because exchange processes vary both in time and space. Here, we propose an active distributed heat transport experiment in order to quantify the spatial and temporal variability of groundwater/surface water interactions. As a first step, we proposed a new approach to evaluate the spatial resolution of temperature measurements. Then, two interpretation methods of active-DTS experiments were developed and fully validated to estimate the distribution of porous media thermal conductivity and the groundwater fluxes in sediments. Based on numerical simulations and sandbox experiments, results demonstrated the potentiality of these methods for quantifying distributed groundwater fluxes with high accuracy. The large range of groundwater fluxes that can be investigated with the method makes specially promising the application of active experiments for many subsurface applications. Secondly, we conducted heat transport experiments within the streambed sediments of two different streams: in a first-order stream, then in a large flow-system located along an alluvial plain. These applications demonstrated the relevance of using active experiments to characterize the spatial complexity of stream exchanges. Finally, the comparison of results obtained for each experimental site allowed discussing the capabilities and limitations of using active-DTS field experiments to characterize groundwater/surface water interactions in different hydrological contexts.