



Rapport de synthèse

Phase 7 (2015-2019)

Volume 4

Influence des interactions rivière-nappe sur la ressource en eau



Sommaire

1	Introduction	4
2	CAtchement WAter Quality Simulator: CaWaQS	12
3	Stratégies de calibration et modélisation de l'hydrosystème du bassin versant des Avenelles	48
4	Réseaux de suivi "MOnitoring LOcal des échanges NAppé Rivière" du bassin de l'Orgeval	74
5	Estimation des échanges nappe-rivière locaux et de leur variation le long d'un réseau hydrographique: Développement d'un capteur innovant et application au bassin agricole des Avenelles	106
6	Caractérisation de la géochimie des interfaces nappe-rivière du bassin des Avenelles	140
7	Amélioration de la quantification des échanges nappe-rivière grâce aux "time-lapse" sismique	170
8	Les gravières, fenêtres ouvertes sur la plaine de la Bassée	186
9	Réactivité de la plaine alluviale de la Bassée	200
10	Imagerie Infrarouge Thermique par un drone	228
11	200 ans d'évolution de la ressource en eau du bassin de la Seine	244

Fonctionnement hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau : Introduction

Agnès Rivière^{1,*}

¹ MINES ParisTech, PSL Université, Centre de Géosciences, Fontainebleau, France

* agnes.riviere@mines-paristech.fr

Résumé

Ce rapport a pour objectif de présenter les derniers travaux des chercheurs du PIREN-Seine durant la phase 7 du programme, et portant sur les mesures haute-fréquence et "time lapse" hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière et leur modélisation en vue d'établir des scénarios. Devant la complexité d'un tel système, des approches multi-méthodes ont été développées qui permettent de faire un diagnostic de l'état des ressources actuelles, de calibrer les modèles d'interfaces nappe-rivière aux différentes échelles.

Ces approches couplent des mesures haute-fréquence avec des campagnes "time-lapse" hydrogéophysiques et biogéochimiques avec des modèles numériques. Chaque échelle nappe-rivière est modélisée avec un code numérique adéquate. Les trois sites ateliers, le bassin de l'Orgeval, la zone de la Bassée et le bassin de la Seine ont été modélisés avec des applications de la plateforme CAWAQS.

Points clés

- Multi-mesures hydrogéophysiques et biogéochimiques haute-fréquence et campagne "time lapse" ;
- Développement de méthodologies et d'outils numériques pour chaque échelle des interactions nappe-rivière ;
- Nouveau bilan d'eau du bassin de l'Orgeval et du bassin de la Seine.

Sommaire

Contents

1	Interfaces nappe-rivière	5
2	Défis relevés pendant la phase VII	7
2.1	Développements méthodologiques	8
2.2	Principaux résultats	9
3	Conclusions et perspectives pour la phase 8	11

1 Interfaces nappe-rivière

Le PIREN-Seine s'attache à décrire le fonctionnement des hydrosystèmes dans l'optique d'établir des scénarios prospectifs de futurs possibles des ressources en eau. Le fonctionnement des hydrosystèmes et par conséquent, les ressources en eau sont impactés par les effets des changements globaux (utilisations anthropiques et changements climatiques) (Green et al., 2011; Gorelick and Zheng, 2015; Aslam et al., 2018; Cuthbert et al., 2019; Vrzel et al., 2019). Actuellement, les interactions nappe-rivière sont au cœur d'un large éventail de défis, notamment l'approvisionnement en eau potable de qualité, en quantité suffisante, la perte de biodiversité dans les écosystèmes aquatiques ou le contrôle des régimes de débit des rivières que ce soit pour maintenir un débit suffisant pour préserver un bon état écologique ou pour gérer les périodes de crise (crue ou étiage sévère). Les cours d'eau, qui étaient auparavant considérés comme des drains passifs des bassins versants, ont progressivement été reconnus, au cours des 30 dernières années, comme étant activement reliés aux autres compartiments de l'hydrosystème par des interfaces et notamment le compartiment souterrain (Stanford and Ward, 1993; Winter et al., 1998; Brunke and Gonser, 1997).

L'interface nappe-rivière constitue une zone critique qui contrôle les flux d'eau ainsi que le transport de solutés et de chaleur, assujettie aux battements de nappe et aux variations du niveau d'eau de la rivière. Ses propriétés lui permettent d'être un habitat pour une large diversité de communautés biologiques et lui donnent un rôle tampon crucial dans les cycles biogéochimiques. Par conséquent, de nombreuses disciplines se sont intéressées à ces interfaces, dont l'hydrogéologie et l'hydrologie (Winter et al., 1998; Sophocleous, 2002; Bendjoudi et al., 2002), la biologie et l'écologie (Boulton and Hancock, 2006; Hancock et al., 2005; Marmonier et al., 2012; Stegen et al., 2016; Lewandowski et al., 2019), la géomorphologie (Lane et al., 2003; Poole, 2010), la sédimentologie (Packman and MacKay, 2003; Rosenberry and Pitlick, 2009) et la chimie (Dahm et al., 1998).

Les interactions nappe-rivière dépendent d'une myriade de facteurs morphologiques, physiques et biogéochimiques, qui sont tous soumis à une variabilité spatio-temporelle. L'interface nappe-rivière est composée d'une mosaïque complexe d'écoulements de surface et de subsurface de longueur, de profondeur, de direction et de temps de résidence variables (Figure 1.1). Krause et al. (2011), Flipo et al. (2014) et Brunner et al. (2017) décrivent l'interface nappe-rivière comme une imbrication d'interfaces de différentes extensions spatiales (Figure 1.1) :

- l'échelle locale (10 cm - 10 m) décrit l'échelle spatiale de la zone hyporhéique (ZH) ;
- l'échelle intermédiaire (10 m - 1 km) décrit l'échelle spatiale qui inclue le lit de la rivière, la zone riparienne et les annexes hydrauliques (gravières, lacs) ;
- l'échelle du bassin versant (1 km - 10 km), les interactions nappe-rivière prennent également en compte les flux souterrains régionaux ;
- l'échelle régionale dans laquelle l'interface nappe-rivière est constituée généralement par une plaine alluviale.

La définition de ces différentes interfaces est liée aux échelles spatiales des hétérogénéités sédimentaires (Figures 1.2 et 1.1).

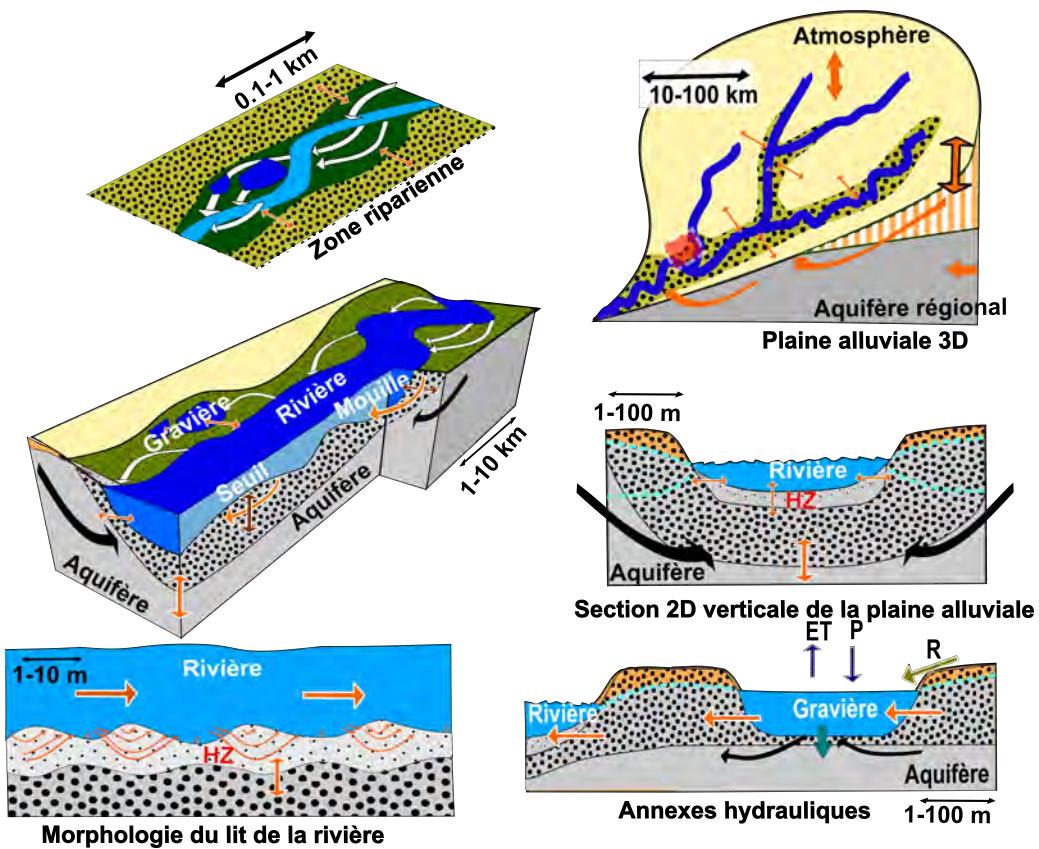


FIGURE 1.1. Flux d'eau au sein des interfaces nappe-rivières (adaptée de Flipo et al. (2014)).

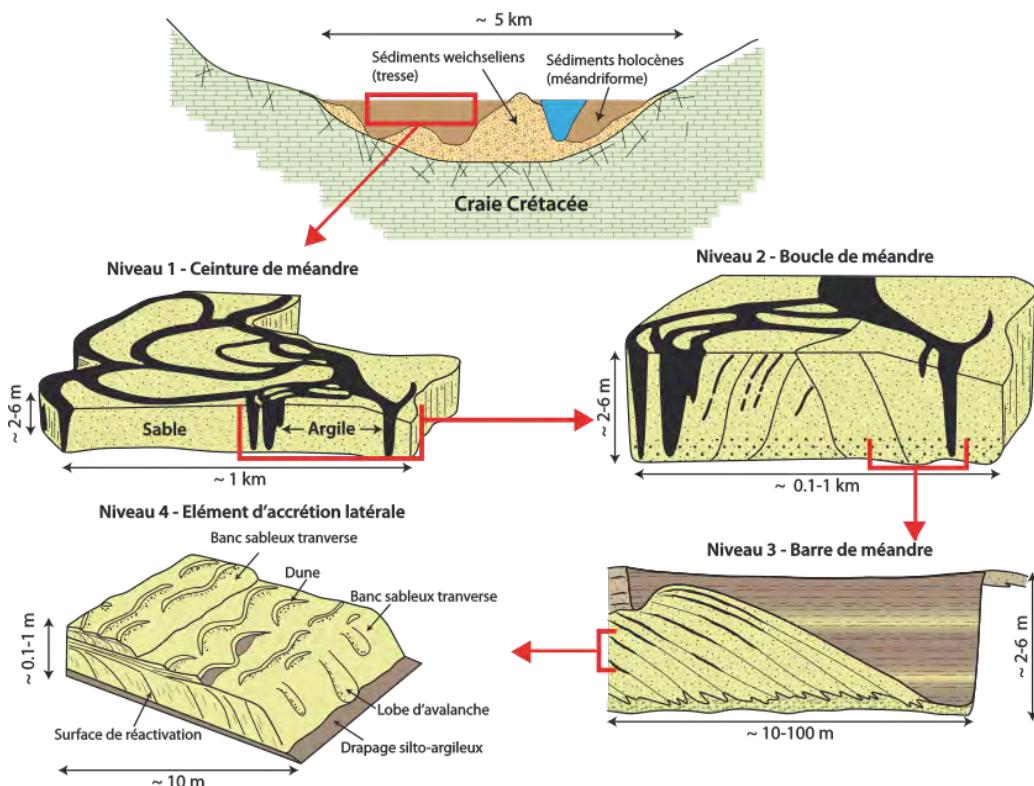


FIGURE 1.2. Niveaux hiérarchiques d'hétérogénéité sédimentaire des interfaces nappe-rivière (modifiée de Jordan and Pryor (1992)).

Les processus complexes de dépôt et d'érosion des sédiments génèrent des structures géologiques et des contrastes lithologiques des interfaces nappe-rivière et des aquifères (Jordan and Pryor, 1992), entraînant une distribution spatiale très hétérogène des hydrofaciès (Klingbeil et al., 1999). Le terme hydrofaciès désigne une unité sédimentologique homogène ou une unité hydrogéologique homogène (mais pas nécessairement isotrope) (Anderson, 1989), formée dans des conditions spécifiques menant à des propriétés hydrauliques et de transport caractéristiques. Les hétérogénéités des hydrofaciès et de leur distribution induisent des écoulements préférentiels des eaux souterraines depuis l'échelle des pores jusqu'aux grands bassins. Par conséquent, la caractérisation de l'agencement et de la structure des différents hydrofaciès ainsi que l'estimation de leurs paramètres physiques et biogéochimiques est nécessaire afin de simuler les interactions nappe-rivière (Binley et al., 2015).

2 Défis relevés pendant la phase VII

Communément, les modèles intégrés sont calibrés en fonction de deux types d'observation : les niveaux piézométriques et les débits des rivières. Il a toutefois été démontré à maintes reprises que ces observations classiques ne contiennent pas suffisamment d'informations pour calibrer les modèles. Pour réduire l'incertitude prédictive et améliorer l'identifiabilité des paramètres des modèles, la prise en compte d'autres types d'observations constitue une voie prometteuse. Des couplages entre des mesures haute-fréquence (HF) temporelles de différentes natures (températures, saturation en eau, ions majeurs...), des mesures à forte distribution spatiale et des méthodes d'imagerie 2D constituent un fort potentiel pour améliorer notre compréhension et notre capacité de simulation et de prévision des interactions nappe-rivière, en particulier avec l'utilisation de modèle intégré des écoulements de surface et souterrains, de méthode d'analyse et de calibration.

Deux réseaux de mesures HF ont été maintenus et améliorés en termes de mesures de suivis hydrogéophysiques des échanges nappe-rivière et des gravières, afin d'atteindre les ambitieux objectifs de compréhension et de modélisation du fonctionnement des hydrosystèmes à différentes échelles spatio-temporelles. Ces deux réseaux HF sont ; le bassin de l'Orgeval (Mouhri et al. (2013a); Rivière et al. (2014); Rivière et al. (2015); Berrhouma et al. (2016); Rivière et al. (2018), Chapitre 7) qui est représentatif des têtes de bassin de la Seine, et la zone de la Bassée (Mouhri et al. (2014); Jost et al. (2017); Picourlat et al. (2018), Chapitre 6) qui est un territoire caractérisé par la nécessité de concilier différents usages anthropiques et la préservation des écosystèmes. Ces sites permettent au PIREN-Seine d'étudier les échanges nappe-rivière à toutes les échelles spatiales (Flipo, 2014; Flipo et al., 2014). De plus, ces données HF ont permis de caractériser la tendance actuelle de la température dans les différents compartiments de l'hydrosystème des Avenelles (Rivière et al., 2018). Des campagnes de mesures biogéochimiques ont également été réalisées à une fréquence élevée (Orgeval : Mouchel et al. (2016), Chapitres 5 et Bassée : Baratelli et al. (2017) et Chapitre 4).

2.1 Développements méthodologiques

Pour améliorer l'identifiabilité des valeurs des paramètres des modèles et diminuer l'incertitude, un couplage entre les données HF et des données non conventionnelles ont été mis en place. L'hydrogéophysique a fourni une série d'outils permettant d'obtenir ces données.

Les mesures de la température de l'eau et du milieu poreux sont faciles à obtenir, peuvent être effectuées dans presque tous les environnements et sont généralement disponibles avec une grande précision ([Anderson, 2005](#)). Les températures dans le milieu poreux évoluent selon les processus de conduction (propriété du milieu poreux) et d'advection (flux d'eau). Cette phase du PIREN-Seine a permis de développer deux méthodologies de quantification des échanges nappe-rivière d'eau et de chaleur; une à l'échelle locale (Chapitre 4) et une à l'échelle intermédiaire (Chapitre 5).

Cette phase PIREN-Seine a permis la conception et le développement du système Mini-Molonari. Ce système consiste à mesurer à haute fréquence la différence de charges hydrauliques entre la rivière et la ZH en profondeur, ainsi que la température verticalement distribuée dans la ZH. Couplées à un modèle numérique de transport d'eau et de chaleur ([Ginette, Rivière et al. \(2014\)](#)), ces mesures permettent d'estimer les échanges verticaux d'eau et de chaleur entre les eaux de rivière de surface et les eaux souterraines dans la ZH à haute fréquence. Ce capteur a l'avantage d'être peu coûteux et facile à installer dans les rivières de têtes de bassins.

La définition des conditions aux limites des modèles d'échange nappe-rivière est généralement fondée sur des hypothèses peu contraintes et limitées à l'emplacement des piézomètres. Ces modèles sont généralement calibrés à l'aide de niveaux piézométriques et de la hauteur d'eau dans la rivière sans connaître l'évolution spatiale de la forme de la nappe. Cette phase du PIREN-Seine a permis de mettre en place une approche multiméthode afin de s'affranchir de ces limitations (Chapitre 13.2). Une interprétation approfondie d'images géophysiques à haute résolution, combinée à des données géotechniques permet de fournir une distribution détaillée des hydrofaciès, des informations précieuses sur les propriétés hydrodynamiques associées et d'étendre la fenêtre spatiale de modélisation. Nous montrons comment la dynamique temporelle locale de la zone saturée peut être capturée par des acquisitions sismiques à haute résolution. Cette information géophysique est ensuite injectée comme conditions initiales et limites d'un modèle hydrogéologique. La calibration est réalisée sur les données hydrogéologiques HF et la forme de la nappe provenant des mesures de sismiques.

La phase VII a permis de développer différents outils numériques d'interprétation des données HF des réseaux de mesure ou des campagnes "time lapse" :

- des outils de traitements des données afin de passer des données hydrogéologiques brutes récoltées sur le terrain à des données validées ;
- des scripts d'échantillonnage des paramètres (Chapitre 5) ;
- une méthodologie d'estimation bayésienne des propriétés (Chapitre 4).
- des outils d'analyse des données basées sur des méthodes d'analyse fréquentielle (HYMIT : *HYdrological MInimalist Transfer function* développées par [Schuite et al. \(2019\)](#), utilisés dans les Chapitre 7 et 5) ;
- la plateforme CAWAQS (Chapitre 3) : celle-ci permet de simuler les flux d'eau au sein des différents compartiments de l'hydrosystème.

2.2 Principaux résultats

La combinaison entre ces données HF et ces outils a permis d'obtenir des interprétations sur le fonctionnement des interactions nappe-rivière aux différentes échelles :

i) à l'échelle de la zone hyporhéique

La variabilité spatiale des propriétés hydrogéologiques de la ZH (Chapitre 4), qui varient de plusieurs ordre de grandeur sur un même tronçon de rivière. La variabilité spatio-temporelle de la réactivité de la ZH aux forçages météorologiques et hydrologique semble être principalement associée à la variabilité spatiale de la perméabilité de la ZH. Ces résultats soulignent l'importance de l'estimation des propriétés hydrogéologiques de la ZH pour caractériser la dynamique des échanges nappe-rivière d'eau et de chaleur et comprendre comment ces échanges contribuent au bon état des cours d'eau.

ii) à l'échelle intermédiaire

(a) à l'échelle de la section de rivière

Les principaux moteurs de la réactivité nappe-rivière sont tout d'abord les forçages météorologiques puis le sens principal des flux d'eau (infiltration et exfiltration. Le paramètre physique le plus important est également la perméabilité du milieu (Chapitre 5).

Les paramètres hydrodynamiques et thermiques au droit des différentes stations d'échanges nappe-rivière du bassin des Avenelles ont été calibrés grâce aux données HF récoltées entre 2012 et 2015. Les simulations réalisées grâce au code numérique METIS montre que les flux d'eau d'échange nappe-rivière sont très faibles dans le Nord du bassin. Dans le centre du bassin et à l'exutoire, les échanges principaux sont entre la zone colluvionnaire et la rivière. Les échanges avec la nappe de la Brie semblent se réaliser via la zone colluvionnaire. Les variabilités des flux de chaleur observées sont principalement liées aux différences de couvert végétal, à la composition de la zone hyporhéique et aux usages anthropiques(Chapitre 5).

(b) à l'échelle de la section de rivière et de sa zone riparienne

Les approches hydrogéophysiques multiples réalisées à la section nappe-rivière à l'exutoire du bassin de l'Orgeval a permis de comprendre l'origine de la différence de réactivité entre la rive droite et la rive gauche (Chapitre 13.2). La forme du battement de la nappe est très variables spatialement. Ces variations sont principalement liées à l'agencement des hydrofaciès. La réactivité entre les deux rives devient similaire lors des périodes de crue. Ces résultats permettent de mener des réflexions sur le changement d'échelle entre l'échelle intermédiaire et l'échelle du bassin.

iii) à l'échelle du bassin versant

Le réseau de mesure HF du bassin de l'Orgeval a été maintenu et les données ont été traitées en partie sur la période de 2012 à 2017. Ces données vont être validées sur les mesures manuelles. L'application au bassin des Avenelles de la plateforme CAWAQS (Chapitre 3) a été mise à jour avec les données acquises jusqu'en 2017. Le système aquifère a été conceptualisé par trois hydrofaciès par [Rivière et al. \(2017\)](#); les colluvions réagissant comme une plaine alluviale, l'aquifère de Brie et l'aquifère du Champigny et de Saint Ouen. Le rôle des colluvions est démontré dans le chapitre 5.

La recalibration du bassin des Avenelles a consisté, tout d'abord à améliorer le bilan de surface grâce à une méthode de calibration qui repose sur la caractérisation *a priori* de la réponse du bassin versant aux sollicitations climatiques à partir de données hydrologiques et une analyse fréquentielle (HYMIT, [Schuite et al. \(2019\)](#)). Un nouveau bilan d'eau du bassin a été proposé. Celui-ci sera amélioré avec la prise en compte des résultats des échanges nappe-rivière obtenus à l'échelle de la ZH et à l'échelle du bassin versant (Chapitre 7).

Une excellente caractérisation de toutes ces masses d'eau a été obtenue sur le bassin de l'Orgeval (la nappe de Brie, dans les sources qu'elle alimente, dans des piézomètres de la zone riparienne, dans les drains et les cours d'eau) (Chapitre 5). Elle permet d'affiner les bilans biogéochimiques, notamment le bilan carbone, et de mettre en évidence des circulations plus complexes qu'attendues entre les nappes qui composent le bassin, avec la présence de quantités très importantes de sulfates dans certains piézomètres dans des masses d'eaux inattendues. Une description quasi-horizontale des couches géologiques associée à une circulation descendante ou latérale des eaux dans la zone non saturée et les aquifères ne permet pas d'expliquer ces très fortes teneurs en sulfates. Une intense dénitrification est mise en évidence dans les zones ripariennes étudiées.

iv) à l'échelle de la plaine alluviale

Cette phase a été consacrée à la création d'un module hydrologique pour la simulation des lacs de gravière au sein de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS et à la gestion du réseau de mesure HF de la zone de la Bassée. La simulation hydrodynamique des gravières dans la plaine alluviale de la Bassée a été réalisée ainsi qu'une analyse de la réponse des gravières aux forçages dont elles sont l'objet a été présentée dans le chapitre 6.

Parallèlement aux études hydrogéologiques, deux campagnes de mesure biogéochimiques ont été organisées en période de crue (mars 2017) et en période d'étiage (novembre 2017) dans le but d'associer un fonctionnement biogéochimique au fonctionnement hydrogéologique (Chapitre 4).

v) à l'échelle du bassin de la Seine

Les principales tendances rétrospective de la ressource en eau du bassin de la Seine depuis le début des années 1900 jusqu'à l'actuel sont présentées dans le chapitre 5. L'analyse de données de débits de la Seine, acquises depuis 1885, au niveau de la station hydrométrique de Paris Austerlitz a mis en évidence des marqueurs d'influences anthropiques. L'application de la plateforme CAWAQS à l'hydrosystème Seine a permis de quantifier, pour la première fois, les échanges nappe-rivière spatialisés ainsi que la mise en évidence de l'impact des prélèvements anthropiques sur ces échanges. Ces travaux ont couplé : **(i)** l'utilisation de séries climatiques historiques finement reconstituées, **(ii)** une méthodologie de reconstruction de l'occupation du sol depuis le début des années 1900 et **(iii)** une méthode permettant la sélection d'une projection climatique unique. D'après les simulations réalisées, les principales perturbations significatives des régimes hydrologiques seront des périodes d'étiage dont la durée, la fréquence et l'intensité accentuées.

3 Conclusions et perspectives pour la phase 8

Les travaux réalisés au cours de la phase 7 et rassemblés dans ce volume ont permis de développer plusieurs outils de mesures *in situ*, outils d'analyse des données, d'inversion et des codes numériques. Les deux réseaux de mesure haute-fréquence hydrogéophysiques (le bassin de l'Orgeval et la zone de la Bassée) vont permettre d'alimenter ces outils et d'obtenir une meilleure compréhension des processus intervenant au sein des interfaces nappe-rivière. Le couplage des connaissances acquises par les différentes disciplines permettra de proposer une vision intégrée et multi-échelle des fonctionnements hydrothermiques et biogéochimiques actuels des trois sites ateliers ; le bassin de l'Orgeval, la zone de la Bassée et le bassin de la Seine. Ceci va passer par une collaboration étroite des différents chercheurs afin d'établir un consensus sur le fonctionnement des interfaces nappe-rivière ainsi que des annexes hydrauliques. Une base de données PIREN-Seine multi-acteurs et intégrant les mesures haute-fréquence sera construite. L'utilisation de cette diversité de données nous permettra d'améliorer l'identifiabilité des paramètres des modèles et de réduire l'incertitude des prédictions de l'évolution des ressources en eau. Le changement d'échelle des interactions nappe-rivière entre l'échelle du bassin versant et l'échelle régionale a été conceptualisé par Flipo et al. (2014). Les données acquises pendant la phase VII vont permettre de conceptualiser le changement d'échelle entre l'échelle locale, l'échelle intermédiaire et l'échelle du bassin.

Le satellite SWOT (Surface Water and Ocean Topography) donnera bientôt accès aux variations spatiotemporelles des eaux continentales avec une précision inégalée. Dans la plaine alluviale de la Bassée, à l'amont de Paris, le niveau d'eau relatif des gravières issues de l'exploitation intensive des granulats sera mesuré à intervalles réguliers. L'utilisation conjointe de l'observation spatiale, des mesures *in situ* et de la modélisation permettra de répondre à des enjeux majeurs de caractérisation et de gestion des ressources en eau de la plaine. Conjointement à ceci, des cartographies thermiques multi-résolution depuis les drônes (décimétrique) jusqu'aux images satellitaires (kilométrique) seront réalisées afin de comprendre le fonctionnement hydrothermique de la zone de la Bassée. Ces données permettront également d'améliorer la modélisation hydrologique de la Bassée.

Des développements numériques vont être réalisés afin de coupler les différents plateformes numériques utilisées au sein du PIREN-Seine dont CAWAQS (Chapitre 3), RIVE uniifié (Billen and Servais, 1989), CHESS (code géochimique, Van der Lee (1997)) et ORCHIDEE (plateforme de transfert d'eau et de chaleur de l'atmosphère au sol développée par l'IPSL, Krinner et al. (2005); Ducharme et al. (2018)). Ceci aboutira aux simulations des fonctionnements hydrothermique et biogéochimique et permettra d'établir des scénarios prospectifs de futurs possibles des ressources en eau.

De plus, ces développements numériques couplés aux données HF vont permettre au PIREN-Seine d'établir des tendances d'évolution des variables du bassin liées aux changements climatiques, mais également, de quantifier les impacts de ces extrêmes météorologiques sur la disponibilité et la vulnérabilité des ressources en eau et leurs usages, la qualité des milieux aquatiques et les peuplements piscicoles et sur les risques encourus par les différentes activités humaines (infrastructures, aménagement, agriculture).

CAtchement WAtter Quality Simulator : CaWaQS

Nicolas Flipo^{1,*}, Agnès Rivière^{1,**}, Nicolas Gallois^{1,***}, Baptiste Labarthe¹, Fulvia Baratelli¹, Shuaítao Wang¹, Mathias Maillot¹, Thomas Verbeke², Patrick Goblet¹, Anne Jost² et Léna Abasq¹

¹ MINES ParisTech, PSL Université, Centre de Géosciences, Fontainebleau, France

² Sorbonne Université, Metis, Paris

* nicolas.flipo@mines-paristech.fr

** agnes.riviere@mines-paristech.fr

*** nicolas.gallois@mines-paristech.fr

Résumé

CAWAQS est une plateforme de modélisation du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique des hydrosystèmes. Cette plateforme est adaptée aux systèmes de l'échelle du bassin à l'échelle régionale. Elle permet de simuler le cycle de l'eau continental dans son intégralité. Le fonctionnement de chaque compartiment et interface d'un hydrosystème est simulé. Cette nouvelle plateforme est basée sur les concepts physiques de l'outil historique de modélisation MODCOU développé par de Marsily et al. (1978) et Ledoux (1980), simulant les écoulements de surface et souterrains de façon couplée. Cette plateforme est développée principalement par les membres de l'équipe SHR du Centre de Géosciences de MINES ParisTech. Elle bénéficie de l'expertise de cette équipe et de l'héritage de MODCOU et de NEWSAM. La structure initiale de MODCOU a été modularisée puis couplée.

Cette plateforme est constituée de différentes librairies lui offrant une flexibilité, une généricité et une souplesse d'utilisation. Le choix de l'utilisation des différentes librairies est fait en fonction des données disponibles ainsi que de la problématique posée. Ceci garantit une facilité d'utilisation de cette plateforme à de nouvelles applications.

CAWAQS est divisé en quatre librairies simulant les flux d'eau à la surface du bassin, le réseau hydrographique, la zone non saturée et le milieu souterrain. Chaque librairie possède sa propre description géométrique (son propre maillage). Elles sont couplées via leurs interfaces.

Ce guide présente les différentes approches ainsi que la validation de la plateforme sur des solutions analytiques.

Cette plateforme est actuellement développée par Nicolas Flipo, Agnès Rivière et Nicolas Gallois. Pour toute information, n'hésitez pas à les contacter.

Points clés

- Simulations des écoulements d'eau dans un hydrosystème ;
- Modalisation intégrée ;
- Flexibilité d'utilisation.

Pour citer cet article : N. Flipo et al., CAtchement WAtter Quality Simulator : CaWaQS, dans Fonctionnements hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau, A. Rivière et al. (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

Sommaire

Contents

1	Introduction	14
2	Ecoulements de surface	16
2.1	Partitionnement de la pluie : libfp	16
2.2	Le module hydraulique: libhyd	18
2.3	Calcul des apports latéraux du réseau hydrographique	24
3	Modèle de transfert d'eau dans la zone non saturée	28
3.1	Estimation des flux dans la zone non-saturée	28
3.2	Définition des apports aux éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non-saturée et modalité de définition de la recharge en aquifère	29
4	Le module souterrain	30
4.1	L'équation de diffusivité	30
4.2	Le mailleur	30
4.3	Discrétisation de l'équation de diffusivité	32
4.4	La nappe libre	35
4.5	Stratification verticale intra-couche	35
5	Calcul des interactions entre la surface et le souterrain	37
5.1	Les échanges nappe-rivière	37
5.2	Les échanges nappe-gravière	37
5.3	Les débordements de nappe	37
6	Validation des écoulements souterrains	38
6.1	Etat permanent d'une nappe captive soumise à un pompage	38
6.2	Etat transitoire d'une nappe libre soumise à un prélèvement constant	39
6.3	La solution de Hantush	41
6.4	État permanent d'une nappe captive soumis à une recharge uniforme	42
6.5	Développement de l'approximation de la nappe libre	43
7	Conclusions et perspectives	46

1 Introduction

CAWAQS est une plateforme de modélisation du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique d'un hydrosystème, adaptée aux systèmes d'échelle régionale. Cette nouvelle plateforme, basée sur les concepts physiques de l'outil historique MODCOU, développé par [de Marsily et al. \(1978\)](#), [Ledoux \(1980\)](#), [Ledoux et al. \(1984\)](#) et [Ledoux et al. \(1989b\)](#), simule de manière couplée les écoulements de surface et souterrains. Cet outil est constitué de plusieurs librairies simulant le fonctionnement des différents compartiments du système modélisé de même que les interfaces les reliant.

La structure initiale de MODCOU a été modularisée puis couplée selon les concepts de CAWAQS ([Flipo, 2005](#)). CAWAQS est divisé en quatre librairies simulant les flux d'eau dans la zone superficielle, le réseau hydrographique, la zone non saturée et le milieu souterrain. Chacune d'entre elles possède sa propre description géométrique (*i.e.* son propre maillage) et peut être couplée à d'autres *via* son interface dédiée. Ces quatre librairies sont :

- **libfp** (Figure 2.1A), calculant le bilan hydrique de surface au pas de temps journalier. Cette librairie permet de calculer l'évapotranspiration réelle (ETR), d'évaluer le stock d'eau dans le sol, de caractériser l'infiltration et le ruissellement à partir de données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle (ETP). Le ruissellement est transféré jusqu'au réseau hydrographique de manière directe. Pour cela, le maillage de surface, support du transfert d'eau de surface correspond à celui de bassins versants unitaires dont le temps de transfert est supposé inférieur au pas de temps journalier. Cette discrétisation permet de négliger le retard entre la génération du ruissellement et le transfert en rivière.
- **libhyd** (Figure 2.1B), simulant les écoulements en rivière selon la méthode de routage hydrologique de Muskingum ([Cunge, 1969](#)). Les apports latéraux des écoulements de surface sont répartis de manière homogène le long du réseau hydrographique. La hauteur d'eau en rivière est calculée à chaque élément rivière en fonction du débit simulé suivant l'équation de Manning-Strickler.
- **libnsat** (Figure 2.1C), qui transfère verticalement, dans la zone non saturée, les flux d'eau infiltrés calculés par le module de surface. Le transfert vertical est conceptualisé par une succession de réservoirs (cascade de Nash), de hauteurs et de coefficients de vidange renseignés par l'utilisateur. Cette conceptualisation introduit un retard des flux d'eau s'infiltrant à la surface.
- **libaq** (Figure 2.1D) simulant les charges hydrauliques d'un système aquifère multi-couches par la résolution de l'équation de diffusivité en configuration pseudo-3D. Cette équation est résolue grâce à un schéma semi-implicite en différences finies sur un maillage gigogne.
- **libwet** ([Wang et al., 2016](#)) a pour tâche de calculer la cote d'un plan d'eau libre, compte tenu de ses échanges avec l'atmosphère, les eaux de surface et les aquifères adjacents, par le calcul de son bilan hydrologique (Chapitre 6).
- **libttc** simule le transport de solutés non réactif et le transport de chaleur dans les fluides et dans les milieux poreux. Le transport de chaleur et de soluté (libttc) a été développé par Agnès Rivière. Cette librairie sera présentée au cours de la phase VIII du PIREN-Seine. Cette librairie a été couplée par Shuaithao Wang avec Nicolas Flipo avec Prose dans Prose-PA et a déjà prouvé son efficacité.

De plus, CAWAQS intègre une librairie, nommée **libspa**, assurant le couplage entre ces différents compartiments, de même qu'une librairie de résolution matricielle : **libgc** et cinq librairies supplémentaires, dédiées à la gestion d'objets :

- **libprint** : gestion des messages d'information et d'erreurs ;
- **libts** : gestion de chroniques temporelles ;
- **libio** : gestion des fichiers d'entrée/sortie ;
- **libpc** : gestion de la ressource processeur en cas de calculs parallélisés ;
- **libmesh** : création et gestion d'un maillage gigogne.

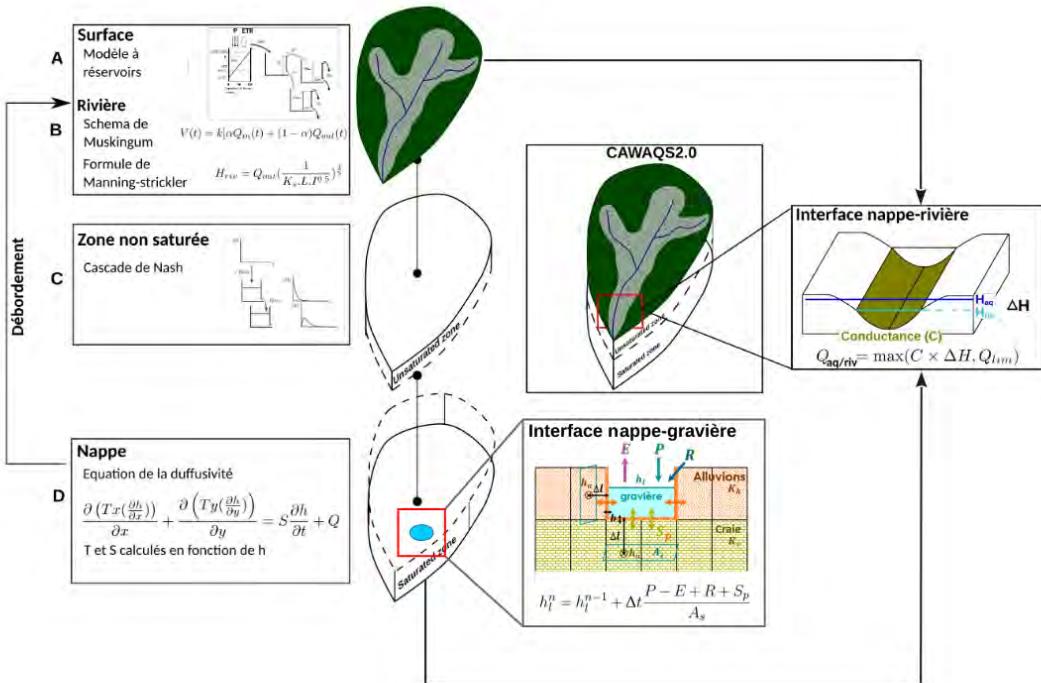


FIGURE 2.1. Schéma du fonctionnement de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS.

La plate-forme de modélisation CAWAQS couple ces librairies. Cette technologie de développement en librairies rend la plateforme extrêmement modulable. En effet, chaque compartiment est activable en fonction des besoins de l'utilisateur. Ainsi, l'activation de la librairie de calcul du bilan hydrique de surface et de transfert en rivière permet la simulation des écoulements de surface strictement. L'activation du module souterrain permet la modélisation hydrogéologique de systèmes multi-couches, et l'activation de l'ensemble des librairies permet la simulation des processus de l'hydrosystème. D'autre part, cette construction en librairies indépendantes donne à la plate-forme une capacité d'évolution importante. Par exemple, à terme, les écoulements dans le réseau hydrographique pourront être simulés par résolution du schéma de Muskingum, ou par la résolution des équations de Saint-Venant selon le choix de l'utilisateur.

CAWAQS en tant que telle gère le couplage des écoulements au sein de l'hydrosystème et en particulier les échanges nappe-rivière (Figure 2.1). Les échanges nappe-rivière sont simulés par un modèle de conductance, c'est-à-dire comme un régime permanent. L'état de déconnexion du système nappe-rivière est conceptualisé en imposant une valeur seuil de débit d'infiltration ; "un débit limite d'infiltration (Q_{lim})". Brunner et al. (2009); Rivière et al. (2014) définissent qu'un système nappe rivière entre dans un état de déconnexion lorsque le débit d'infiltration entre la rivière et la nappe n'est plus dépendant du gradient de charge entre la rivière et la nappe. Seul le terme gravitaire est responsable du débit d'infiltration Peterson and Wilson (1988); Rivière et al. (2014). Afin de quantifier les échanges nappe-rivière, une boucle de Picard est mise en place. Cette procédure itérative permet de conserver le schéma semi-implicite pour le calcul des flux échangés entre le réseau hydrographique et le système aquifère tout en assurant la prise en compte du débit limite et l'assèchement du réseau hydrographique.

2 Ecoulements de surface

Fondé sur une modélisation conceptuelle exprimée par des fonctions-production, lesquelles intègrent des modèles à réservoirs, le calcul du bilan d'eau de surface consiste, à chaque pas de temps, et de manière sectorisée, en l'estimation de l'évapotranspiration réelle $ETR(t)$ [$m^3.s^{-1}$], de la lame d'eau infiltrée $Inf(t)$ [$m^3.s^{-1}$] vers la zone non saturée ainsi que de la lame d'eau ruisselée à destination du réseau hydrographique.

Le tableau 2.1 présente la nomenclature utilisée des différents compartiments de surface de l'hydrosystème.

TABLEAU 2.1. *Définition des compartiments de surface de l'hydrosystème*

Compartiment	Abréviaison	Définition
Couverture du sol	FP	Usage et type de sol
Maille météorologique	Bprec	Polygone de Thiessen ou Maille SAFRAN
Sous-bassin versant	BU	Surface d'alimentation des affluents se jetant dans le cours d'eau principal
Unité de production locale	Cprod	$FP \cap Bprec$
Tronçon de rivière	network _{musk}	
Bief	ele _{musk}	

L'estimation des termes du bilan d'eau de surface est réalisée par la librairie libfp.

2.1 Partitionnement de la pluie : libfp

Cette librairie est fondée sur l'approche développée par Girard et al. (1972, 1979) et reprise par Girard et al. (1980, 1981); Ledoux et al. (1989a); Esteves (1990) (Figure 2.1). Cette approche consiste en un modèle réservoir. Il fonctionne au pas de temps journalier. À chaque pas de temps, à l'aide de fonctions de production et d'une fonction de transfert, le modèle effectue une série d'opérations conditionnant le devenir de l'eau précipitée. S'il est fait appel à certains mécanismes physiques particuliers (capacité de rétention et d'infiltration), de nombreuses hypothèses simplificatrices y sont adjointes.

Qu'il s'agisse d'un sol nu ou couvert de végétation, les mécanismes simulés dans les deux cas sont similaires. Seuls les jeux de paramètres utilisés varient. L'état du stock en eau du réservoir sol (R) [L] est calculé, pour chaque pas de temps, à partir de la lame d'eau précipitée P [L], de l'ETP [L] et de la quantité de pluie nette (EAU) [L] (Équation (2.1)).

$$R^t = R^{t-1} + P^t - EAU^t - ETR^t \quad (2.1)$$

avec t , le pas de temps [T] et l'ETR, calculée comme suit :

$$ETR^t = \min(R^{t-1} + P^t - EAU^t, ETP^t) \quad (2.2)$$

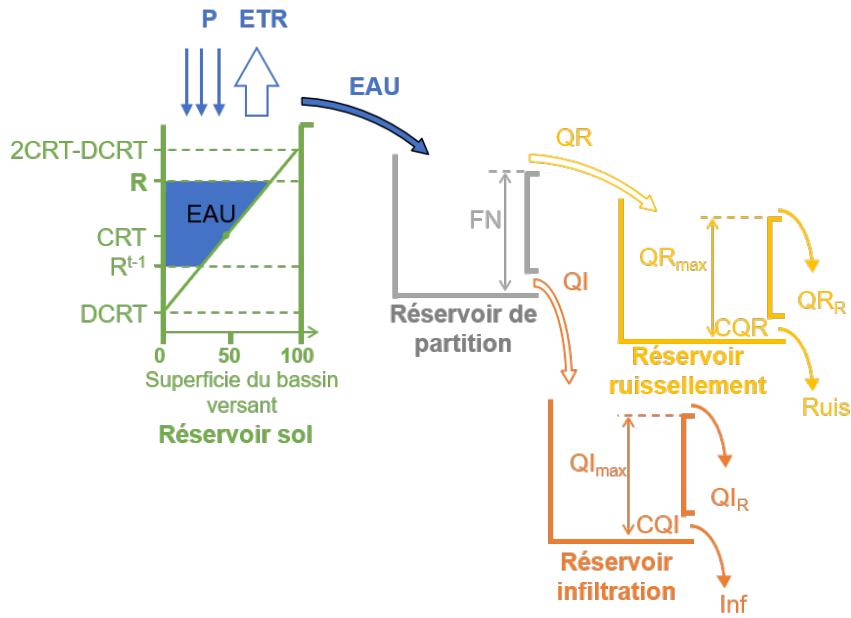


FIGURE 2.2. Schéma conceptuel de la librairie libfp

La capacité de rétention en eau des sols est définie à l'aide de deux paramètres : CRT et $DCRT$. CRT représente la capacité de rétention moyenne du bassin versant (50 % de la superficie) (Esteves, 1990). Le paramètre $DCRT$ permet d'introduire une hétérogénéité de la rétention en eau des sols (Esteves, 1990). Le réservoir sol peut atteindre une taille maximale R_{MAX} [L] donnée par l'équation (2.3).

$$R_{MAX} = 2CRT - DCRT \quad (2.3)$$

La quantité minimale du réservoir sol (R_{BA}^t) qui peut être sollicitée pour l'ETR et les écoulements de surface et de subsurface est exprimée grâce à l'équation (2.4).

$$R_{BA}^t = \max(DCRT, R^{t-1}) - DCRT \quad (2.4)$$

A l'inverse, la valeur maximale de cette même quantité d'eau est bornée par le résultat de l'équation (2.5).

$$R_{HA}^t = \min(R^{t-1} + P^t, R_{MAX}) - DCRT \quad (2.5)$$

Au pas de temps t , la quantité de pluie nette EAU^t est calculée comme la somme de la quantité d'eau de ruissellement rapide et de la quantité d'eau gravifique (Girard et al., 1972, 1980, 1981; Ledoux et al., 1989a; Esteves, 1990) (Équation (2.6)). La quantité d'eau de ruissellement rapide représente la quantité d'eau supérieure à la taille maximale du réservoir sol ($\max(R + P - R_{MAX}, 0)$).

$$EAU^t = \max(R^{t-1} + P^t - R_{MAX}, 0) + DR^t \frac{2R_{BA}^t + DR^t}{4(CRT - DCRT)} \quad (2.6)$$

avec : $DR^t = \max(0, R_{HA}^t - R_{BA}^t)$

Le réservoir de partition répartit la pluie efficace (EAU) entre le ruissellement (QR) et l'infiltration (QI) en fonction de la capacité d'infiltration des sols (FN [L]) (cf. Figure 2.2). Par conséquent, l'apport journalier au réservoir d'infiltration est exprimé comme suit :

$$dQ_I = \min(EAU^t, FN) \quad (2.7)$$

Le gain journalier du réservoir de ruissellement est :

$$dQ_R = \max(0, EAU^t - dQ_I) \quad (2.8)$$

Le réservoir de ruissellement règle ensuite la libération de l'eau ruisselée Q_R en simulant le ruissellement pur ($Ruis^t$ [L]) et le ruissellement retardé QR_R au moyen des paramètres QR_{MAX} (taille maximale du réservoir) et CQR (coefficient de vidange). Le terme de ruissellement ($Ruis^t$) est calculé grâce à l'équation (2.9).

$$Ruis^t = \max(0, (R_{ruis}^{t-1} + Q_R^t - QR_{MAX})) + CQR \times \min(R_{ruis}^{t-1} + Q_R^t, QR_{MAX}) \quad (2.9)$$

avec R_{ruis}^{t-1} , le stock d'eau [L] dans le réservoir de ruissellement, issu du pas de temps de calcul précédent. Le réservoir d'infiltration peut être paramétré afin d'intégrer un retard supplémentaire à l'infiltration, conditionné par les paramètres QI_{MAX} et CQI représentant respectivement le seuil de débordement de ce réservoir et le coefficient de vidange associé. L'équation (2.10) exprime l'infiltration (Inf [L]).

$$Inf^t = \max(0, (S_{inf}^{t-1} + Q_I^t) - QI_{MAX})) + CQI \times \min(S_{inf}^{t-1} + Q_I^t, QI_{MAX}) \quad (2.10)$$

avec S_{inf}^{t-1} , le stock d'eau [mm] dans le réservoir d'infiltration, issu du pas de temps de calcul précédent. Dans le cas où la zone non saturée est définie au droit de l'unité de calcul du bilan hydrique,

$$Inf^t = Q_I^t \quad (2.11)$$

Ce bilan est réalisé sur chaque maille de production ($Cprod$). Ces dernières sont définies par intersection des sectorisations respectivement associées à l'occupation du sol, à la nature du matériau géologique dominant sous-jacent (caractéristiques toutes deux intégrées dans l'approche par fonctions-production) et du maillage ($Bprec$) associé aux données météorologiques (polygones de Thiessen, maillage SAFRAN, etc.) (cf. Figure 2.4). Un réseau de drainage de surface segmentaire est défini par recouplement avec le maillage de surface en fonction de la topographie. La distribution des paramètres du modèle de résolution du bilan hydrique est directement définie à partir du croisement de bases de données pédologiques, géologiques et d'utilisation des sols. Chaque type de sol défini constitue ainsi une unité morphologique ($Cprod$) sur laquelle le bilan hydrique est calculé.

A titre exemple, dans le modèle Seine, les unités morphologiques (FP) du bassin sont définies par croisement des bases de données suivantes :

- la carte d'occupation des sols fournie par la base de données CORINE Land Cover de 2006 au 1/100 000 ;
- la carte des types de sol au 1/1 000 000 de l'INRA InfoSol ;
- la base de données IDPR (Indice de Développement et de Persistance des Réseaux) du BRGM de résolution 1/50 000. Cet indice est calculé par comparaison d'un réseau hydrographique théorique, défini à partir d'un modèle numérique de terrain, avec le réseau hydrographique réel. Ainsi, les zones de faible indice présentent une différence importante entre le réseau théorique et réel et sont donc potentiellement fortement ré-infiltrantes, (IDPR inférieur à 100 d'après Mardhel et al. (2006)). Ces zones très infiltrantes ont été explicitement introduites comme une nouvelle fonction-production dans l'ensemble des modèles utilisés (cf. Figure 2.3).

2.2 Le module hydraulique : libhyd

Le module hydraulique, géré par la bibliothèque libhyd, permet de calculer le débit et la hauteur d'eau en rivière. Le débit est obtenu par application de la méthode de routage de Muskingum (Cunge, 1969; David et al., 2011). La hauteur d'eau en rivière est quant à elle calculée à l'aide d'une formulation simplifiée de Manning-Strickler. L'ensemble de ces calculs sont effectués sur des éléments de dimension variable, définis par découpage du réseau hydrographique en unités élémentaires de calcul.

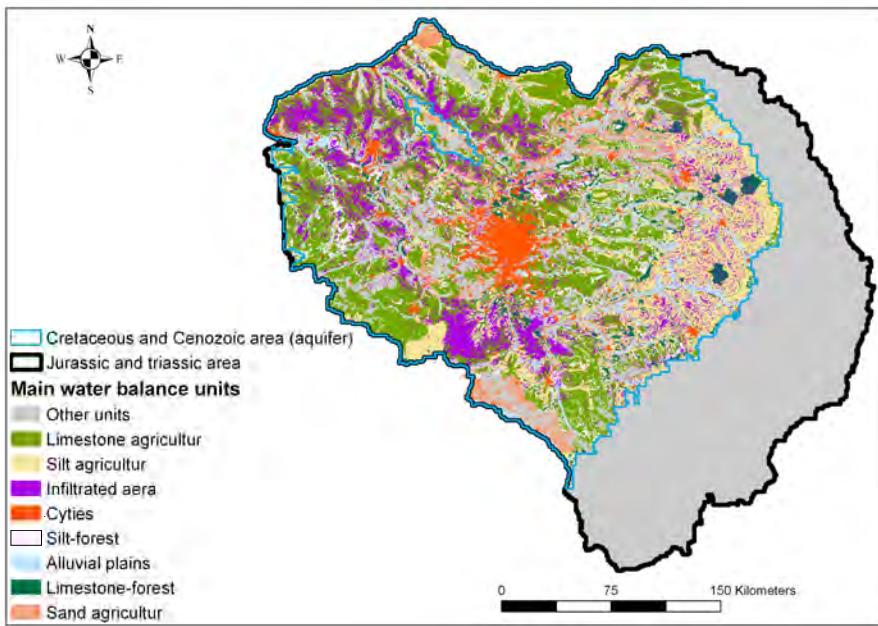


FIGURE 2.3. Répartition des principales unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine.

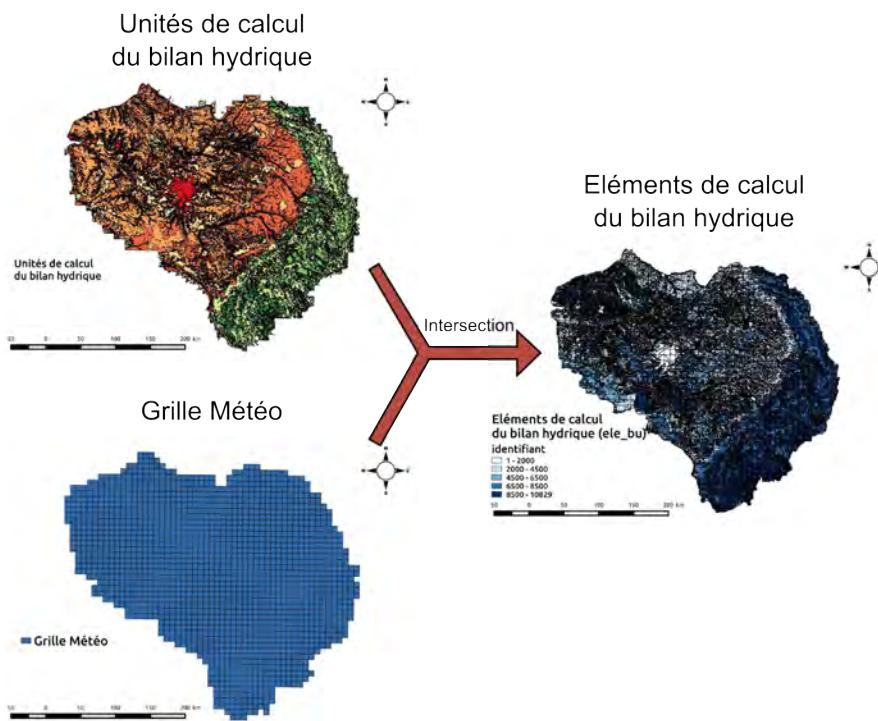


FIGURE 2.4. Exemple de construction des éléments de calcul du bilan hydrique pour le modèle régional du bassin de la Seine.

2.2.1 Calcul du débit en rivière par méthode de Muskingum

Cette méthode est fondée sur la relation empirique suivante :

$$V_i^t = k_i[\alpha_i Q_{in,i}^t + \alpha_i F_i^t + (1 - \alpha_i)Q_{out,i}^t] \quad (2.12)$$

avec :

- $V_i^t [L^3]$ le volume d'eau dans l'élément de calcul i au temps t ,
- $k_i [T]$ le temps de concentration sur l'élément de calcul i ,
- $\alpha_i [-]$ un paramètre de pondération affecté à l'élément de calcul i ,
- $F_i^t [L^3 \cdot T^{-1}]$ l'apport d'eau à l'élément i (ruissellement, débordement de nappe et débit échangé avec la rivière),
- $Q_{out,i}^t [L^3 \cdot T^{-1}]$ le débit à la sortie de l'élément au temps t ,
- $Q_{in,i}^t [L^3 \cdot T^{-1}]$ le débit à l'entrée de l'élément au temps t .

Le bilan de masse pour l'élément de calcul i s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\Delta V_i}{\Delta t} = Q_{in,i} + F_i - Q_{out,i} \quad (2.13)$$

avec $\frac{\Delta V_i}{\Delta t} [L^3 \cdot T^{-1}]$ la variation du volume d'eau contenu dans l'élément i dans l'intervalle de temps Δt , $Q_{in,i} [L^3 \cdot T^{-1}]$ le débit entrant et $Q_{out,i} [L^3 \cdot T^{-1}]$ le débit sortant de l'élément i , $F_i [L^3 \cdot T^{-1}]$ les apports d'eau à l'élément i .

Afin de résoudre ce bilan de masse, un schéma numérique semi-implicite sur grille décalée est choisi. Ce bilan (cf. Equation (2.13)) s'écrit alors :

$$\frac{V_i^{t+1} - V_i^t}{\Delta t} = \theta(Q_{in,i}^{t+1} + F_i^{t+1}) + (1 - \theta)(Q_{in,i}^t + F_i^t) - \theta Q_{out,i}^{t+1} - (1 - \theta)Q_{out,i}^t \quad (2.14)$$

avec $\theta \in [0,1]$.

Si on intègre l'équation (2.12) dans l'équation (2.14), on obtient :

$$Q_{out,i}^{t+1} = A_i(Q_{in,i}^{t+1} + F_i^{t+1}) + B_i(Q_{in,i}^t + F_i^t) + C_i Q_{out,i}^t \quad (2.15)$$

avec :

$$\begin{aligned} A_i &= \frac{\theta - \frac{\alpha_i k_i}{\Delta t}}{\theta + \frac{(1 - \alpha_i)k_i}{\Delta t}} \\ B_i &= \frac{(1 - \theta) + \frac{\alpha_i k_i}{\Delta t}}{\theta + \frac{(1 - \alpha_i)k_i}{\Delta t}} \\ C_i &= \frac{\frac{k_i(1 - \alpha_i)}{\Delta t} - (1 - \theta)}{\theta + \frac{(1 - \alpha_i)k_i}{\Delta t}} \end{aligned}$$

On définit le vecteur des débits \mathbf{Q} , tel que $Q_i = Q_{out,i} \forall i \in [1, N_R]$, avec N_R le nombre total d'éléments de calcul du débit. On définit également la matrice \mathbf{N} , dite de connectivité du réseau (David et al., 2011), dont les éléments N_{ij} sont définis de la manière suivante :

$$\forall i \text{ et } j \in [1, N_R] \quad N_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{en cas de confluence et si l'élément } j \text{ alimente l'élément } i \\ 0.5 & \text{en cas de diffuence et si l'élément } j \text{ alimente } i \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (2.16)$$

Finalement, le système matriciel à résoudre est le suivant :

$$(\mathbf{I} - \mathbf{A} \cdot \mathbf{N}) \cdot \mathbf{Q}^{t+1} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{F}^{t+1} + \mathbf{B} \cdot (\mathbf{N} \cdot \mathbf{Q}^t + \mathbf{F}^t) + \mathbf{C} \cdot \mathbf{Q}^t \quad (2.17)$$

Ce système matriciel est résolu par la librairie libgc (solveur).

2.2.2 Calcul des hauteurs d'eau en rivière

Une fois le débit défini à chaque élément de calcul, la formule de Manning-Strickler permet de calculer la vitesse moyenne $v [L.T^{-1}]$ d'un fluide en condition d'écoulement uniforme dans un canal ouvert (Chow, 1959) :

$$v = n^{-1} R^{2/3} S^{1/2}, \quad (2.18)$$

avec n le coefficient de frottement de Manning [$T.L^{-1/3}$], R le rayon hydraulique [L], et $S [-]$ la pente de la ligne d'énergie, qui, sous hypothèse de régime uniforme, peut être considérée égale à la pente du lit de la rivière. Si $A [L^2]$ est la surface mouillée, l'équation (2.18) peut être ré-écrite en débit :

$$Q(t) = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} A. \quad (2.19)$$

En supposant la section de la rivière rectangulaire, et sa largeur, $W(t) [L]$, beaucoup plus grande que sa profondeur, $d(t) [L]$, alors l'équation (2.19) devient :

$$d(t) = \left(\frac{Q(t)n(t)}{W(t)S(t)^{1/2}} \right)^{3/5}, \quad (2.20)$$

où la dépendance au temps a été explicitement indiquée. En première approximation $n(t)$, $W(t)$ et $S(t)$ sont supposés constants et égal à n , W et S , respectivement. Les niveaux d'eau en rivière, $h_r [L]$, peuvent alors être calculés par :

$$h_r(t) = b + d(t), \quad (2.21)$$

où $b [L]$ est la cote du fond de la rivière et d est donnée par l'équation (2.20).

2.2.3 Paramétrisation du schéma de Muskingum et de l'équation de Manning-Strickler

Afin de calculer le débit et la hauteur d'eau en rivière, trois paramètres sont nécessaires. k et α sont nécessaires pour la résolution du schéma de Muskingum et n pour l'estimation de la hauteur d'eau avec la formule de Manning-Strickler. Le paramètre k de Muskingum caractérise le temps de concentration de l'eau sur le bassin drainé par le tronçon de rivière définissant l'élément de calcul. Deux méthodes de calcul de ce paramètre en fonction des caractéristiques géo-morphologiques du bassin versant et du tronçon de rivière sont implémentées dans CAWAQS.

La première méthode est basée sur l'estimation du temps de concentration d'un bassin versant unitaire d'après les formules empiriques de Passini et de Ventura, définies par l'étude du temps de concentration de bassins unitaires agricoles. Le temps de concentration (T_c) sur un bassin versant unitaire selon le modèle de Passini est :

$$T_c^{pas} = F_{pas} \cdot (L_{riv} \cdot A_{bv})^{1/3} \cdot I^{-0.5} \quad (2.22)$$

avec, $F_{pas} [T.L^{-1}]$ le facteur de Passini ($F_{pas} = 3888 \text{ s.km}^{-1}$), $L_{riv} [L]$ la longueur de la rivière sur le bassin versant amont drainé par le bief, $A_{bv} [L^2]$ l'aire du bassin versant et $I [-]$ la pente moyenne du bassin versant.

Le temps de concentration sur un bassin versant unitaire selon la formule de Ventura est :

$$T_c^{ven} = F_{ven} \cdot \left(\frac{A_{bv}}{I} \right)^{0.5} \quad (2.23)$$

avec $F_{ven} [T.L^{-1}]$ le facteur de Ventura ($F_{ven} = 4578 \text{ s.m}^{-1}$, Salimi et al. (2017); Cuevas et al. (2019)), $A_{bv} [L^2]$ l'aire du bassin versant amont drainé par l'exutoire du bief et $I [-]$ la pente moyenne du bassin versant. Le temps de concentration sur le bassin unitaire est ensuite défini comme la moyenne géométrique des temps de concentration définis selon le modèle de Ventura et de Passini ($T_c = \sqrt{T_c^{pas} \cdot T_c^{ven}}$).

Finalement, le paramètre k de Muskingum sur le tronçon est défini de la manière suivante :

$$k = T_c \cdot \frac{l_{troncon}}{L_{riv}} \quad (2.24)$$

avec $l_{troncon}$ [L] la longueur du tronçon correspondant à l'élément de calcul du débit en rivière, L_{riv} [L] la longueur totale de la rivière. Ces formules ont été mises en place sur des types de sol et des conditions atmosphériques particulières (Da Silva et al., 2008). Afin de prendre en compte les particularités atmosphériques et pédologiques du bassin étudié, un terme de correction est intégré. Ce terme de correction permet de prendre en compte un temps de concentration total (T_{tot}) sur le bassin rentré par l'utilisateur.

$$k_{cor} = k \times T_{cor} \quad (2.25)$$

avec $T_{cor} = \frac{T_{tot}}{\max(\sum_i k_i)}$, $\sum_i k_i$ la somme des temps de concentration le long du réseau et k_{cor} le paramètre de Muskingum corrigé.

La validité de ces formules empiriques peut être remise en question sur les bassins fortement urbanisés (Da Silva et al., 2008). Dans le cas de bassins fortement urbanisés comme celui de la Seine, une autre méthodologie peut être adoptée. Cette méthodologie est basée sur l'estimation de l'index de temps de transfert relatif $I_{tr}(i)$ entre le tronçon i et le tronçon à l'aval i_{ds} (Golaz-Cavazzi, 1999; Flipo et al., 2012). Cet index est calculé de la manière suivante :

$$I_{tr}(i) = \frac{dl_i}{\sqrt{\frac{|z(i)-z_{ds}(i)|}{dl_i}} S_{DA}(i)^\beta} \quad (2.26)$$

avec, dl_i [L] la distance entre les centres des deux tronçons de rivière i et i_{ds} , $z(i)$ [L] l'altitude du centre du tronçon de rivière i , $S_{DA}(i)$ [L^2] l'aire cumulée du bassin d'alimentation du tronçon i et β un paramètre de calibration ici fixé à 0.25 (Korkmaz, 2007). Un temps de transfert relatif jusqu'à l'exutoire du bassin $I_{tr\ i \rightarrow outlet}$ est ensuite calculé :

$$I_{tr\ i \rightarrow outlet} = \sum_{k=i}^{outlet} I_{tr}(k) \quad (2.27)$$

Le temps de transfert $I_{tr\ i \rightarrow outlet}$ est ensuite utilisé afin de distribuer la valeur du coefficient k de Muskingum. Le paramètre est calculé de la manière suivante :

$$k(i) = \frac{I_{tr\ i \rightarrow outlet} - I_{tr\ i_{ds} \rightarrow outlet}}{I_{tr_{max}}} T_c \quad (2.28)$$

avec $I_{tr_{max}}$ l'index de temps de transfert relatif maximum sur le bassin et T_c [T] le temps de concentration global sur le bassin.

Finalement, le paramètre k de Muskingum pouvant être estimé en fonction des caractéristiques géo-morphologiques des bassins unitaires de l'hydro-système, seuls les paramètres α de Muskingum et de rugosité de Manning (n) sont nécessaires à la modélisation des écoulements et des hauteurs d'eau en rivière.

2.2.4 Définition des unités de calcul du débit

Les unités de calcul du débit sont définies à partir d'un réseau hydrographique préexistant. Plusieurs bases de données peuvent être utilisées (Carthage de l'IGN, SYRAH-CE de Valette and Cunillera (2010), etc.). Les unités de calcul du débit sont définies par des tronçons (network_{musk}) séparés par des singularités. Chaque tronçon est lui-même divisé en éléments de calcul (ele_{musk}), supports de résolution du schéma de Muskingum et de la formule de Manning (Figure 2.5).

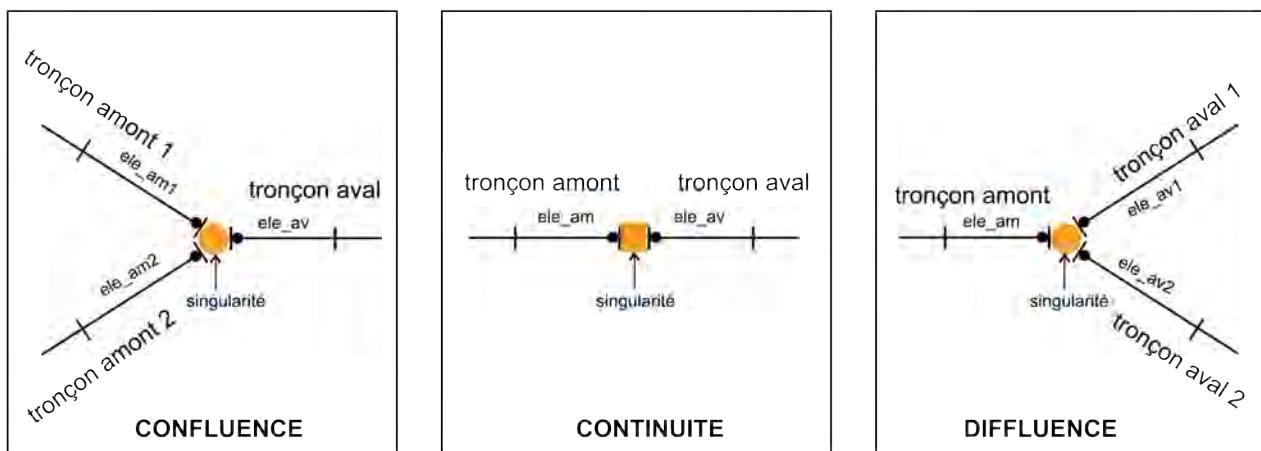


FIGURE 2.5. Schéma des différents types de singularités gérées pour la résolution du schéma de Muskingum.

Sur le bassin de la Seine, les tronçons rivière ($\text{network}_{\text{musk}}$) sont directement obtenus à partir de la géométrie du réseau hydrographique de la base de données SYRAH-CE. Les éléments hydrologiques de cette base de données varient de 4 m et 43 km de longueur dans le domaine d'étude. A chacun de ces tronçons est associé son bassin d'alimentation.

Sur le bassin de la Seine, deux types d'éléments de calcul sont distingués :

- Les éléments de calculs du débit où les échanges nappe-rivière sont calculés (en rouge sur la figure 2.6)
- Les éléments de calculs du débit où les échanges nappe-rivière ne sont pas calculés (en noir et bleu sur la figure 2.6)

Si les échanges nappe-rivière ne sont pas calculés, le tronçon et l'élément de calcul sont identiques. Dans le cas contraire, les éléments de calcul du débit en rivière sont définis par l'intersection des tronçons rivière avec le maillage souterrain.

Les tronçons ainsi que les éléments de calcul sont orientés, de sorte que la connectivité inter-tronçon est définie, de même que la connectivité entre les éléments de calcul. Cette connaissance des connexions entre éléments permet de définir la matrice de connectivité N (cf. Equation (2.16)) et de caractériser les singularités de manière automatique. Afin de renseigner la connectivité, une analyse du réseau hydrographique est réalisée sous environnement SIG. L'analyse du réseau hydrographique du bassin de la Seine a été réalisée en utilisant les fonctionnalités du logiciel libre QGIS.

Une connaissance de la géomorphologie du lit de la rivière est aussi nécessaire à la paramétrisation du schéma de Muskingum et à la définition de la hauteur d'eau en rivière. Notamment, la largeur du cours d'eau, la pente du fond de la rivière, l'altitude du fond de la rivière, la longueur des éléments (ele_{musk} et $\text{network}_{\text{musk}}$) et l'aire drainée par l'unité de calcul sont nécessaires. Pour la modélisation du bassin de la Seine, la base de donnée SYRAH-CE (Système Relationnel d'Audit de l'Hydromorphologie des Cours d'Eau établi par [Valette and Cunillera \(2010\)](#)) renseigne ces propriétés hydromorphologiques.

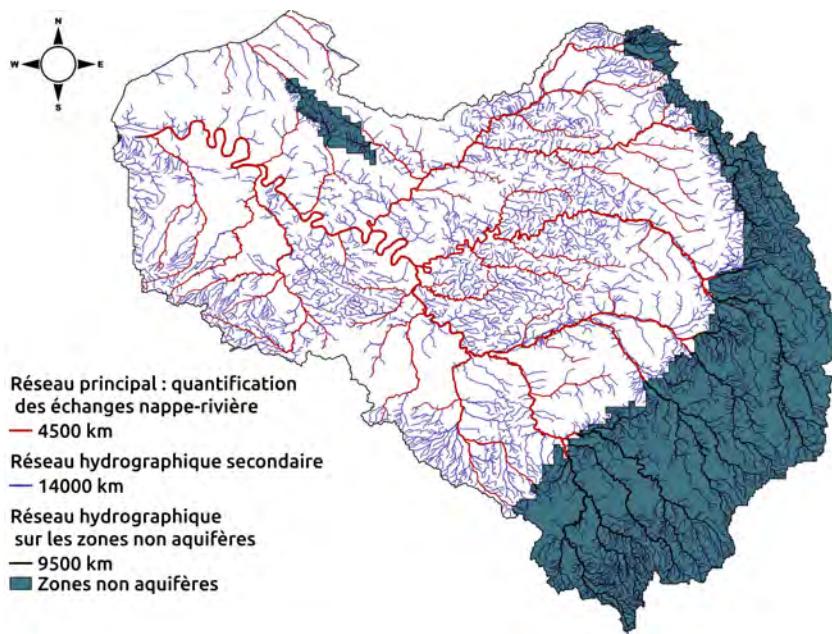


FIGURE 2.6. Différents types d'éléments de calcul du débit. En rouge, les éléments où les échanges nappe-rivièr e sont calculés, ils sont définis par l'intersection de la géométrie du réseau hydrographique et du maillage souterrain. En noir et bleu, les éléments de calculs du débit où les échanges nappe-rivièr e ne sont pas calculés, les tronçons et les éléments de calculs du débit ont la même dimension. Il est à noter que sur les tronçons noirs, un calcul du débit total dégradé est réalisé.

2.3 Calcul des apports latéraux du réseau hydrographique

La liaison entre les termes du bilan hydrique calculés par libfp et le module hydraulique libhyd est gérée par la bibliothèque libspa. Elle permet de calculer les apports latéraux de surface au réseau hydrographique. Ces apports latéraux $Q_{lat}^{network_{musk}}$ correspondent au débit de ruissellement sur le bassin versant. Le ruissellement est composé du débit ruisselé de surface Q_{ruis}^{Cprod} calculé par les éléments de calcul du bilan hydrique et par le débit de débordement de nappe Q_{Aq}^{Cprod} et/ou par le débit infiltré calculé par les éléments de calcul du bilan hydrique Q_{inf}^{Cprod} . L'ensemble de ces termes sont définis au niveau d'un élément de surface Cprod par :

$$Q_{lat}^{network_{musk}} = Q_{Aq}^{Cprod} + Q_{inf}^{Cprod} + Q_{ruis}^{Cprod} \quad (2.29)$$

2.3.1 Calcul du ruissellement sur les bassins versants

Le ruissellement est obtenu à l'échelle d'une Cprod. Le débit ruisselé, calculé par les éléments de calculs du bilan hydrique (BU), sont pour cela, agrégés sur les bassins versants par prise de moyenne spatiale. Ces bassins versants (ou éléments de surface) correspondent aux aires d'alimentation des tronçons rivière ($network_{musk}$) (Figure 2.7). La moyenne spatiale est établie par renseignement de la surface de chaque élément de calcul du bilan hydrique intersectant les bassins versants unitaires ($Cprod \cap BU$) (cf. Figure 2.7). Le débit ruisselé sur les éléments de surface (bassins versants unitaires) est calculé de la manière suivante :

$$Q_{ruis}^{Cprod} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{BU}} (Cprod \cap BU)_i \times Q_{ruis}^{BU_i}}{Area_{Cprod}} \quad (2.30)$$

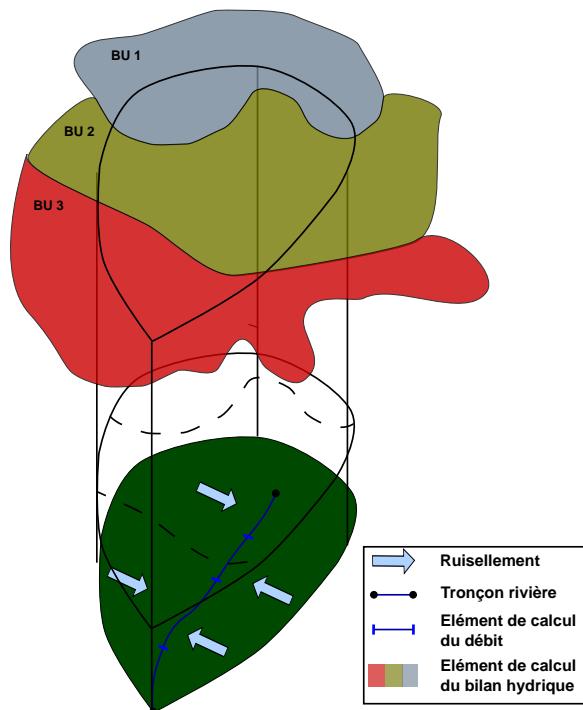


FIGURE 2.7. Schéma du calcul du ruissellement sur une cellule de production.

avec Q_{ruis}^{Cprod} [$L^3 \cdot T^{-1}$] le débit ruisselé sur l'élément de surface, $(Cprod \cap BU)_i$ [L^2] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du bilan hydrique BU_i et l'élément de surface $Cprod$, $Q_{ruis}^{BU_i}$ [$L^3 \cdot T^{-1}$] le débit ruisselé calculé sur BU_i , $Area_{Cprod}$ [L^2] l'aire de l'élément de surface et N_{BU} le nombre d'élément de calcul du bilan hydrique intersectant l'élément de surface.

De la même manière, en absence de couches aquifères au droit des éléments de surface, le débit infiltré est "renvoyé" vers la surface (cf. Figure 2.8).

Pour cela, la surface de chaque élément de calcul du bilan hydrique intersectant les éléments de surface situés sur une zone non aquifère ($(Cprod \cap BU)_{noAq}$) est renseignée. Le débit ruisselé provenant de l'infiltration calculée sur les éléments de calcul du bilan hydrique est calculé de la manière suivante :

$$Q_{inf}^{Cprod} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{BU}} (Cprod \cap BU)_{noAq,i} \times Q_{inf}^{BU_i}}{Area_{Cprod,noAq}} \quad (2.31)$$

avec Q_{inf}^{Cprod} [$L^3 \cdot T^{-1}$] le débit ruisselé provenant de l'infiltration sur l'élément de surface, $(Cprod \cap BU)_{noAq,i}$ [L^2] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du bilan hydrique BU_i et l'élément de surface $Cprod_{noAq}$ située sur une zone non aquifère, $Q_{inf}^{BU_i}$ [$L^3 \cdot T^{-1}$] le débit ruisselé calculé sur BU_i , $Area_{Cprod,noAq}$ [L^2] l'aire de l'élément de surface située sur la zone non aquifère et N_{BU} le nombre d'élément de calcul du bilan hydrique intersectant l'élément de surface située sur une zone non aquifère.

Sur les zones aquifères, pour les modèles couplés surface/souterrain, des débordements de nappe peuvent survenir. Le calcul du débit ruisselé provenant de ces débordements est calculé sur les éléments de surface (cf. Figure 2.9).

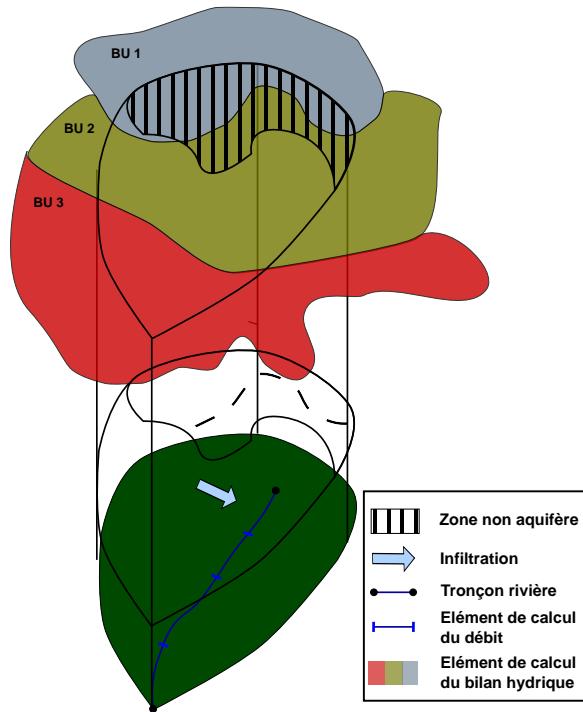


FIGURE 2.8. Schéma du calcul du débit ruisselé provenant de l'infiltration sur une cellule de production située au droit d'une zone non aquifère

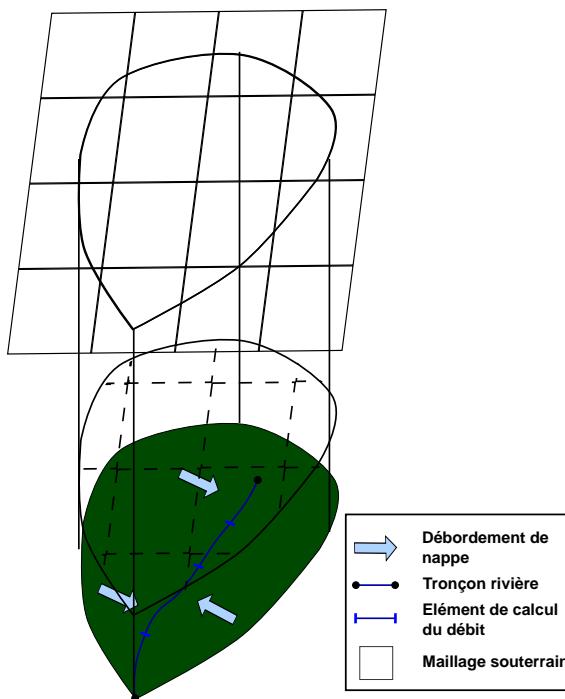


FIGURE 2.9. Schéma du calcul du débit ruisselé provenant du débordement de nappe sur une cellule de production.

Pour cela, les unités spatiales correspondant aux surfaces d'intersection entre le maillage souterrain et les éléments de surface sont définies ($Cprod \cap Aq$). Le débit ruisselé provenant du débordement de nappe est ensuite calculé de la manière suivante :

$$Q_{Aq}^{Cprod} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{Aq}} (Cprod \cap Aq)_i \times Q_{overflow}^{Aqi}}{Area_{Cprod,Aq}} \quad (2.32)$$

avec Q_{Aq}^{Cprod} [$L^3 \cdot T^{-1}$] le débit ruisselé provenant du débordement de nappe sur l'élément de surface, $(Cprod \cap Aq)_i$ [L^2] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre le maillage souterrain et l'élément de surface $Cprod$ située sur une zone aquifère, $Q_{overflow}^{Aqi}$ [$L^3 \cdot T^{-1}$] le débit de débordement calculé sur la maille souterraine i, $Area_{Cprod,Aq}$ [L^2] l'aire de l'élément de surface située sur un aquifère et N_{Aq} le nombre de mailles souterraines intersectant l'élément de surface.

— Cas particulier du calcul du signal haute-fréquence (HF) du modèle

Afin de calculer le signal haute-fréquence du débit en rivière, seuls les processus de surface sont simulés (calcul du bilan hydrique, de la charge et du débit en rivière). Les apports latéraux du réseau hydrographique sont uniquement constitués des débits ruisselés calculés par les éléments de calcul du bilan hydrique. Seules les unités spatiales $Cprod \cap BU$ sont renseignées.

— Cas particulier du calcul du débit total dégradé

Afin de calculer le débit total moyen sur une période hydro-climatique majeure, une simulation dégradée des processus de l'hydro-système peut être réalisée. Lors de cette simulation particulière, la totalité des débits infiltrés calculés par les unités de calcul du bilan hydrique est "renvoyée" à la surface. Les unités spatiales $Cprod \cap BU$ et $(Cprod \cap BU)_{noAq}$ sont alors identiques.

2.3.2 Répartition des apports latéraux

Les apports latéraux calculés à l'échelle de l'élément de surface sont ensuite répartis le long du réseau hydrographique. La répartition est réalisée en fonction de la taille et de la position de l'élément de calcul du débit (ele_{musk}) dans le réseau hydrographique. Il est important de noter que le temps de concentration des bassins d'alimentation des tronçons rivières est supposé inférieur ou égal au pas de temps de calcul du débit en rivière. De plus, la surface contributive d'un tronçon rivière ($network_{musk}$) correspond à un élément de surface $Cprod$.

Dans un premier temps, les apports latéraux sont calculés à l'échelle du tronçon rivière de la manière suivante :

$$Q_{lat}^{network_{musk}} = Q_{Aq}^{Cprod} + Q_{inf}^{Cprod} + Q_{ruis}^{Cprod} \quad \text{avec } T_c^{Cprod} \leq \Delta t \quad (2.33)$$

avec T_c^{Cprod} [T] le temps de concentration sur l'élément de surface, Δt [T] le pas de temps de calcul du bilan hydrique de surface et du débit en rivière (ici 1 jours), $Q_{lat}^{network_{musk}}$ [$L^3 \cdot T^{-1}$] les apports latéraux à l'échelle du tronçon.

Ensuite ils sont répartis de manière différente selon la position du tronçon dans le réseau hydrographique :

- Si le tronçon n'est pas situé en tête de bassin, les apports latéraux aux éléments de calcul du débits sont calculés comme :

$$Q_{lat}^{ele_{musk},i} = \frac{Q_{lat}^{network_{musk}} \times L_{ele}}{L_{network}} \quad (2.34)$$

Avec $Q_{lat}^{ele_{musk},i}$ [$L^3 \cdot T^{-1}$] les apports latéraux à l'élément de calcul du débit en rivière i, L_{ele} [L] la longueur de l'élément de calcul du débit en rivière, et $L_{network}$ [L] la longueur du tronçon rivière.

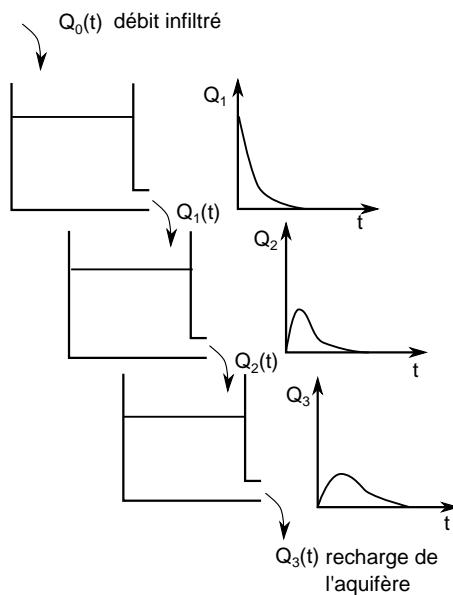


FIGURE 2.10. Schéma du modèle conceptuel de transfert en zone non saturée défini dans libnsat

- Si le tronçon est en tête de bassin, alors un débit de source $Q_{upstr} = 0.5 \times Q_{lat}^{network,musk}$ est attribué à l'élément de calcul le plus en amont du tronçon. Le reste des apports latéraux est attribué selon l'équation (2.34).

3 Modèle de transfert d'eau dans la zone non saturée

Le transfert d'eau dans la zone non saturée est géré par la librairie libnsat. Ce module permet de faire le lien entre le module de résolution du bilan hydrique et le module hydrogéologique.

3.1 Estimation des flux dans la zone non-saturée

Le transfert en zone non-saturée est conceptualisé par une suite de n réservoirs positionnés en série. L'eau sortant d'un réservoir est transférée vers le second réservoir et ainsi de suite. L'eau sortant du $n^{\text{ième}}$ réservoir constitue la recharge alimentant la zone aquifère (cf. Figure 2.10). Ce modèle conceptuel modifie la dynamique d'infiltration par rapport au débit infiltré défini par la résolution du bilan hydrique.

La lame d'eau de sortie d'un réservoir est définie de la manière suivante :

$$Q_{out}^i = \max \left(0, (S_{rsu}^i + Q_{in}^i - H) \right) + C_r \times \max(\min(S_{rsu}^i + Q_{in}^i - H_{bond}, H - H_{bond}), 0) \quad (2.35)$$

Avec Q_{out}^i [L] la lame d'eau sortant du réservoir i , S_{rsu}^i [L] l'eau stockée dans le réservoir i , Q_{in}^i [L] la lame d'eau entrant dans le réservoir i , H [L] la hauteur des réservoirs, C_r [-] le coefficient de vidange des réservoirs ($1 \geq C_r \geq 0$) et H_{bond} [L], la lame d'eau résiduelle.

La lame d'eau entrant dans le premier réservoir correspond à l'infiltration calculée par le module de résolution du bilan hydrique, d'autre part, la lame d'eau sortant du dernier réservoir correspond à la recharge en aquifère.

Ce modèle conceptuel simple nécessite 4 paramètres : le coefficient de vidange du réservoir C_r [-], la hauteur H [L], le nombre de réservoirs N_{rsu} [-] et le volume d'eau résiduel stocké H_{bound} [L]. Ces paramètres sont affectés à l'ensemble des éléments de calcul du bilan hydrique du modèle. Il est aussi possible de définir une condition initiale des réservoirs de la zone non saturée.

3.2 Définition des apports aux éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non-saturée et modalité de définition de la recharge en aquifère

Afin de définir les apports aux éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non saturée (ZNS), la surface d'intersection entre les éléments de calculs du bilan hydrique et les éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non saturée est renseignée ($N_{sat} \cap BU$). La définition de ces unités de surface permet de calculer les apports à la ZNS.

$$Q_{in}^{Nsat} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{BU}} (N_{sat} \cap BU) \times Q_{inf}^{BU_i}}{Area_{Nsat}} \quad (2.36)$$

avec Q_{in}^{Nsat} [L] lame d'eau entrant dans l'élément de calcul du transfert en ZNS N_{sat} , $(N_{sat} \cap BU)$ [L^2] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du bilan hydrique BU_i et l'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS N_{sat} , $Q_{inf}^{BU_i}$ [L] lame d'eau infiltrée calculé sur BU_i , $Area_{Nsat}$ [L^2] surface de l'élément de calcul de la ZNS et N_{BU} le nombre d'élément de calcul du bilan hydrique intersectant l'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS.

De la même manière, le calcul de la recharge en aquifère nécessite la définition de la surface d'intersection entre les éléments de calcul du transfert d'eau dans la ZNS (N_{sat}) et les éléments de calcul des écoulements dans la zone saturée (ele_Aq).

$$Q_{in}^{Aq} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{Nsat}} (N_{sat} \cap Aq) \times Q_{out}^{Nsati}}{Area_{Aq}} \quad (2.37)$$

avec Q_{in}^{Aq} [$L^3 \cdot T^{-1}$] recharge en aquifère, $(N_{sat} \cap Aq)$ [L^2] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS N_{sat} et l'élément de calcul des écoulements dans la zone saturée ele_Aq , Q_{out}^{Nsati} [$L^3 \cdot T^{-1}$] débit d'eau sortant de la zone non saturée i N_{sat} , $Area_{Aq}$ [L^2] surface de l'élément de calcul des écoulements dans la zone saturée et N_{Nsat} le nombre d'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS intersectant l'élément de calcul des écoulements dans la zone saturée.

TABLEAU 2.2. Lexique des abréviations caractérisant la géométrie des éléments et unités de calcul des processus de subsurface

abréviation	définition
N_{sat}	Elément de calcul du transfert d'eau dans la zone non saturée (ZNS)
$N_{sat} \cap BU$	Unité de surface de calcul des apports d'eau à la ZNS
ele_Aq	Elément de calcul des écoulements d'eau dans la zone saturée
$N_{sat} \cap ele_Aq$	Unité de surface de calcul de la recharge en aquifère

TABLEAU 2.3. Paramètres et variables du transfert en zone non saturée

abréviation	unité	définition
Q_{in}^i	[L]	la lame d'eau entrant dans le réservoir i
Q_{out}^i	[L]	la lame d'eau sortant du réservoir i
S_{rsv}^i	[L]	eau stockée dans le réservoir i
H	[L]	la hauteur des réservoirs
C_r	[-]	coefficient de vidange des réservoirs
N_{rsv}	[-]	Nombre de réservoir de la cascade de Nash
H_{bound}	[L]	volume d'eau résiduel stocké

4 Le module souterrain

Le calcul des charges hydrauliques en zone saturée est réalisé par résolution de l'équation de diffusivité ([de Marsily, 1981](#)). Ce calcul est réalisé par la librairie libaq.

4.1 L'équation de diffusivité

L'équation de diffusivité s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial (K_x(\frac{\partial h}{\partial x}))}{\partial x} + \frac{\partial (K_y(\frac{\partial h}{\partial y}))}{\partial y} + \frac{\partial (K_z(\frac{\partial h}{\partial z}))}{\partial z} = S_S \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (2.38)$$

avec K_i $i \in [x, y, z]$ [L.T^{-1}] la perméabilité dans les directions x,y,z, h [L] la charge hydraulique, S_S [L^{-1}] le coefficient d'emmagasinement spécifique et q [T^{-1}] le terme source (Recharge ou pompage).

Si l'on pose l'hypothèse de Dupuit selon laquelle le gradient de charge selon z est nul, l'équation (2.38) se simplifie de la manière suivante :

$$\frac{\partial (\int_{\sigma}^h K_x(\frac{\partial h}{\partial x}))}{\partial x} dz + \frac{\partial (\int_{\sigma}^h K_y(\frac{\partial h}{\partial y}))}{\partial y} dz = \int_{\sigma}^h S_s \frac{\partial h}{\partial t} dz + \int_{\sigma}^h q dz \quad (2.39)$$

h est la charge hydraulique et σ le substratum de l'aquifère.

En supposant, S_S , K_{xx} et K_{yy} constants entre σ et h , on a :

$$T_{xx} = \int_{\sigma}^h K_{xx} dz,$$

$$T_{yy} = \int_{\sigma}^h K_{yy} dz,$$

$S = S_s \int_{\sigma}^h dz = \rho \omega g dz \left(\beta_l \frac{\alpha}{\omega} \right)$ ([de Marsily, 1981](#)) avec ρ la masse volumique [M.L^{-3}], ω la porosité totale [-], g l'accélération de la pesanteur [L.T^{-2}], α le coefficient de compréhensibilité spécifique du sol [$\text{M}^{-1}.\text{L.T}^2$]

et $\int_{\sigma}^h q dz = Q \rightarrow Q$ est le débit prélevé par unité de surface de la nappe [L.T^{-1}].

L'équation (2.39) devient alors :

$$\frac{\partial (T_{xx}(\frac{\partial h}{\partial x}))}{\partial x} + \frac{\partial (T_{yy}(\frac{\partial h}{\partial y}))}{\partial y} = S \frac{\partial h}{\partial t} + q_s \quad (2.40)$$

avec T_{ii} $i \in [x, y]$ [$\text{L}^2.\text{T}^{-1}$] la transmissivité selon les directions x et y, S [-] le coefficient d'emmagasinement et Q [L.T^{-1}] le terme source.

4.2 Le maillage

Le maillage utilisé est du type gigogne. Les mailles sont carrées. Chaque maille possède au maximum deux voisines dans la direction x et y et quatre voisines dans la direction z. Les mailles voisines d'une maille dans une direction donnée sont de taille identique. La définition de la géométrie ainsi que du voisinage de chaque élément est gérée par la librairie libmesh. En entrée du maillage, les coordonnées (x,y) de chaque nœud de chaque maille sont renseignées. Le maillage crée et oriente les mailles. L'orientation des mailles du modèle est réalisé à partir d'un maillage de référence. Le référencement des mailles du modèle par rapport au maillage de référence permet de créer les tableaux de voisinage de chaque maille. Les sorties du maillage sont :

- la géométrie du maillage de référence
- le tableau de voisinage des éléments du maillage de référence
- le positionnement des mailles du modèle dans le maillage de référence
- le tableau de voisinage des éléments du modèle.

Chaque maille du modèle est définie par son centre et ses faces, et ses mailles voisines sont renseignées sur ses faces. Lorsqu'une maille possède plusieurs voisines, la face est divisée en "sub-faces". Un exemple d'orientation dans le plan d'un élément de calcul est proposé en Figure 2.11.

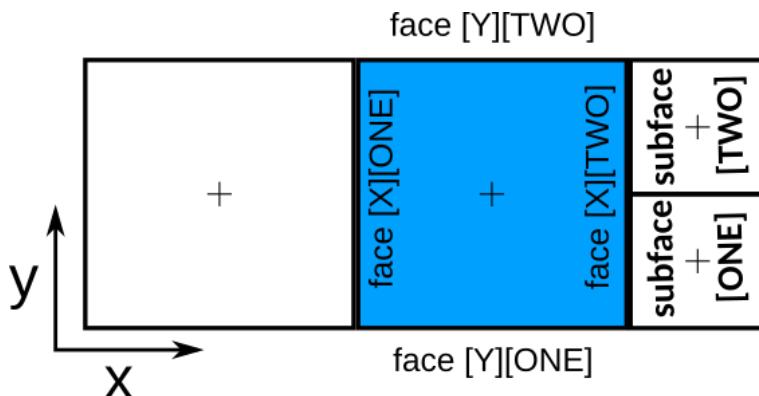


FIGURE 2.11. Exemple de référencement des faces et subfaces d'un élément dans le plan. L'élément traité est représenté en bleu

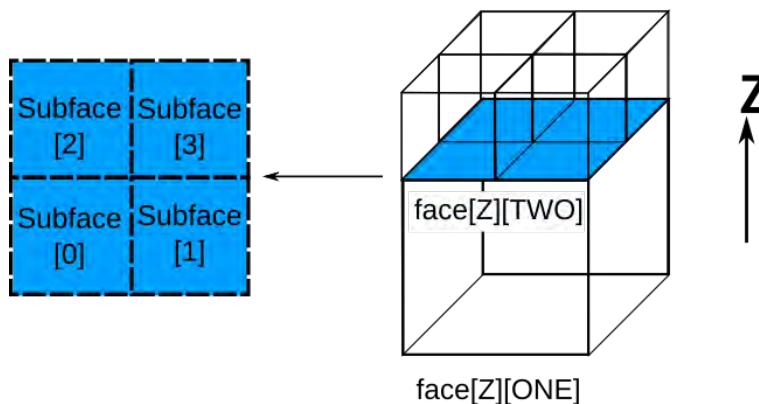


FIGURE 2.12. Exemple de référencement des faces et subface d'un élément dans la direction Z. La face traitée est représentée en bleu

Dans l'exemple de la figure 2.11, la maille bleue partage sa face "face[X][ONE]" avec sa voisine de gauche et sa face "face[X][TWO]" avec ses deux voisines de droite.

Le référentiel permettant d'orienter les faces d'une maille est auto-centré. Ainsi, la face "face[X][ONE]" de la maille bleue correspond à la "face[X][TWO]" de sa voisine de gauche. Afin d'identifier ses voisines de droite, il faut dans un premier temps accéder à sa face "face[X][TWO]" puis aux sub-faces "subface[ONE]" et "subface[TWO]" partagées avec ses voisines.

De la même manière lorsque un modèle souterrain possède plusieurs couches, le maillage de référence est copié afin de définir les éléments voisins dans la direction Z. Un même maillage de référence est donc défini pour l'ensemble des couches. Il est donc possible en allant chercher un même élément de référence dans les différentes couches de déterminer le voisinage vertical. Un exemple d'orientation selon Z d'un élément de calcul est proposé en Figure 2.12. Dans cet exemple, la face représentée en bleu est la face "face[Z][TWO]" de l'élément. Afin d'accéder aux quatre voisins verticaux de l'élément, il faut tout d'abord accéder à la face "face[Z][TWO]", puis aux sub-faces "subface[0]" à "subface[3]". Comme précédemment ce sont les sub-faces qui sont partagées entre les éléments.

En plus de lier les voisins entre eux, le meilleur permet de distinguer les éléments qui sont positionnés à la bordure du modèle. Les éléments de bordures peuvent être positionnés à la surface du modèle (sans voisins supérieurs) ou en bordure latérale (sans voisins latéraux). La définition des éléments de bordure permet de connaître les éléments de calcul nécessitant une condition aux limites. Par défaut, une condition de flux nul est attribuée à chaque face à la bordure du modèle. Cette orientation et cette liaison entre voisins permet aussi de définir la table de voisinage de chaque élément, qui est indispensable à la résolution de l'équation de diffusivité.

Afin de construire ce type de maillage, un outil SIG (Qgridder) a été développé par [Pryet et al. \(2014\)](#). Cet outil est téléchargeable à l'adresse suivante : "<https://github.com/apryet/Qgridder>". Cet outil permet de construire des maillages gigognes ainsi que des maillages structurés. Elle permet en outre de vérifier la topologie dans le plan et selon Z. Cet outil assure ainsi la compatibilité du maillage construit avec le meilleur libmesh. Un plugin "GIS2WAQS" a aussi été développé. Il permet d'extraire les coordonnées de chaque nœud des mailles du modèle et ainsi de construire le fichier d'entrée pour le mailleur.

4.3 Discrétisation de l'équation de diffusivité

L'équation de l'écoulement en régime transitoire est discrétisée par la méthode des différences finies en schéma semi-implicite :

- Le bilan volumique se réalise au centre des mailles.
- Le schéma semi-implicite se traduit par une pondération de la charge au pas de temps n par le coefficient d'implicité Θ et la charge au pas de temps $n + 1$ par la composante explicite $(1 - \Theta)$ telle que $0 < \Theta < 1$.

. La discrétisation choisie de l'équation de diffusivité impose les hypothèses suivantes :

- Charge hydraulique homogène sur la maille
- Transmisivité homogène sur la maille
- Coefficient de stockage homogène sur la maille
- Conditions aux limites imposées sur les faces des mailles
- Chaque face est au contact avec au maximum deux voisines de même dimension

Le bilan volumique se réalise au centre des mailles. L'équation (2.40) a été résolue grâce à la méthode semi-implicite formulable de la manière suivante :

$$(1 - \Theta)\bar{T}h^n + \theta\bar{T}h^{n+1} = q_s + S\frac{h^{n+1} - h^n}{\Delta t} \quad (2.41)$$

avec Θ le paramètre d'implicité, \bar{T} [$L^2 \cdot T^{-1}$] le tenseur de transmisivité, n [T] le pas de temps courant, $n + 1$ [T] le pas de temps suivant, Δt [T] la différence de temps entre n et $n + 1$ et q_s [$L \cdot T^{-1}$] le terme source (conditions aux limites de Neumann).

On définit :

- i, j, l : coordonnées selon x, y et z
- Δx : distance entre deux nœuds de mailles voisines selon x
- Δy : distance entre deux nœuds de mailles voisines selon y
- e_{up} : épaisseur du semi-perméable supérieur [L]
- e_{down} : épaisseur du semi-perméable inférieur [L]
- K_{up} : perméabilité du semi-perméable supérieur [$L \cdot T^{-1}$]
- K_{down} : perméabilité du semi-perméable inférieur [$L \cdot T^{-1}$]
- Drainance up $Dr_{((i,j,l+1)} = \frac{K_{up} \times dx \times dy}{e_{up}}$
- Drainance down $Dr_{(i,j,l-1)} = \frac{K_{down} \times dx \times dy}{e_{down}}$
- h_{riv} : hauteur d'eau en rivière [L]
- C_{riv} : Conductance rivière $C_{riv} = \frac{K_{riv} \times dx \times dy}{e_{riv}}$ K_{riv} : perméabilité du lit de la rivière [$L \cdot T^{-1}$]
- e_{riv} : épaisseur du lit de la rivière [L]

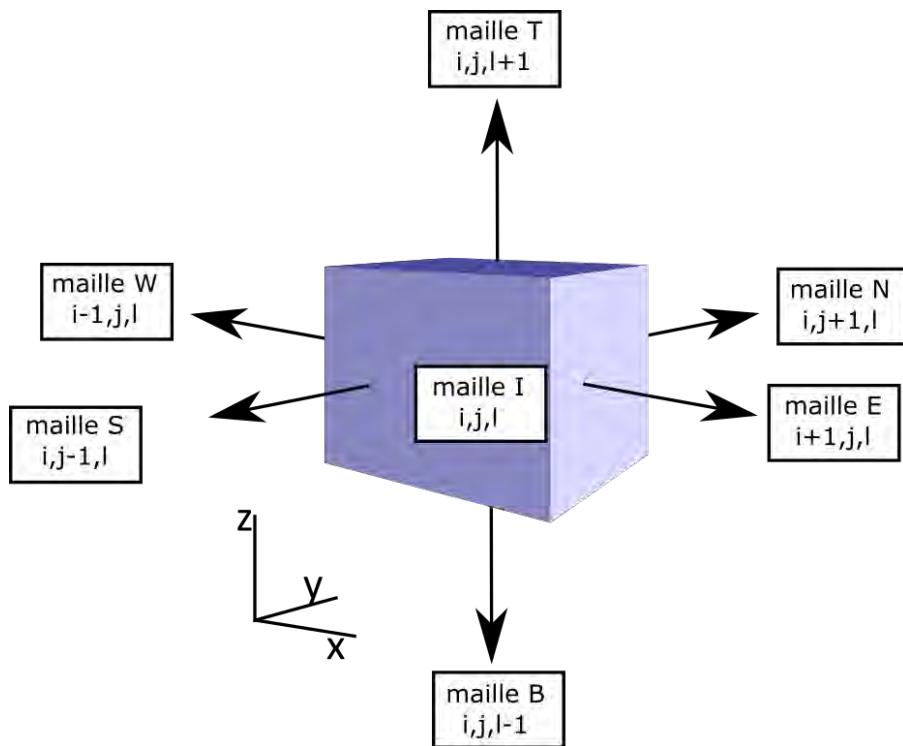


FIGURE 2.13. Noms des paramètres en fonction de l'orientation des faces de la maille i (Est-Ouest, Nord-Sud, Bottom-Top)

4.3.1 Mailles aquifère mono-couche sans condition à ses limites X Y

Sur les mailles sans condition aux limites, la discréétisation de l'équation (2.5) est :

$$\begin{aligned}
 & -\Theta \Delta t \left(\frac{T_{xx}}{\Delta x^2} (h_{i+1,j}^n + h_{i-1,j}^n) + \frac{T_{yy}}{\Delta y^2} (h_{i,j+1}^n + h_{i,j-1}^n) \right) + \left(\Theta \Delta t \left(\frac{2T_{xx}}{\Delta x^2} + \frac{2T_{yy}}{\Delta y^2} \right) + S \right) h_{i,j}^n \\
 & = (1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{T_{xx}}{\Delta x^2} (h_{i+1,j}^{n-1} + h_{i-1,j}^{n-1}) + \frac{T_{yy}}{\Delta y^2} (h_{i,j+1}^{n-1} + h_{i,j-1}^{n-1}) \right) \\
 & \quad - h_{i,j}^{n-1} \left((1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{2T_{xx}}{\Delta x^2} + \frac{2T_{yy}}{\Delta y^2} \right) - S \right) - \boxed{\Delta t ((1 - \Theta)Q^{n-1} + \Theta Q^n)} \quad (2.42)
 \end{aligned}$$

Avec h_i désigne la charge hydraulique de la maille i et h_{iv} celle de sa voisine et $\Delta t ((1 - \Theta)Q^{n-1} + \Theta Q^n)$ correspond au terme source (flux entrant ou sortant).

4.3.2 Conditions aux limites

Les différentes conditions aux limites prises en compte sont :

- Dirichlet : Charge imposée au centre des mailles $h_{imposé}$ [L],
- Neumann : Flux imposé et flux nul aux faces des mailles q [$L^3 \cdot T^{-1}$]
- Flux d'échange entre deux mailles de couches différentes [$L^3 \cdot T^{-1}$] calculé par drainance
- Flux d'échange avec une rivière [$L^3 \cdot T^{-1}$] calculé par un modèle de conductance
- le débit Q de pompage ou de recharge [$L^3 \cdot T^{-1}$], directement ajouté au terme de droite.

Attention, si les flux sont imposés en [$L^3 \cdot T^{-1}$], ils seront divisés par l'aire de la face sur laquelle ils sont imposés.

1. Conditions de Dirichlet

Sur les mailles où la charge est imposée, l'équation (2.5) devient :

- Charge constante dans le temps $h_i^n = h_i^{n-1}$
- Charge variable en fonction du temps $h_i^n = BC_{dirichlet}^n$

Le terme h_i désigne la charge de la maille i .

2. Drainage

Dans le cas où la maille i possède des voisins verticaux, la drainance est appliquée. L'équation (2.5) peut se formuler :

$$\begin{aligned}
 & -\Theta \Delta t \left(\frac{T_{xx}}{\Delta x^2} (h_{i+1,j,l}^n + h_{i-1,j,l}^n) + \frac{T_{yy}}{\Delta y^2} (h_{i,j+1,l}^n + h_{i,j-1,l}^n) \right) \\
 & + \left(\Theta \Delta t \left(\frac{2T_{xx}}{\Delta x^2} + \frac{2T_{yy}}{\Delta y^2} + \frac{Dr_{i,j,l+1}}{dxdy} + \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} \right) + S \right) h_{i,j,l}^n \\
 & - \Theta \Delta t \left(\frac{Dr_{i,j,l+1}}{dxdy} h_{i,j,l+1}^n + \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} h_{i,j,l-1}^n \right) \\
 & = (1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{T_{xx}}{\Delta x^2} (h_{i+1,j,l}^{n-1} + h_{i-1,j,l}^{n-1}) + \frac{T_{yy}}{\Delta y^2} (h_{i,j+1,l}^{n-1} + h_{i,j-1,l}^{n-1}) \right) \\
 & - h_{i,j,l}^{n-1} \left((1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{2T_{xx}}{\Delta x^2} + \frac{2T_{yy}}{\Delta y^2} + \frac{Dr_{i,j,l+1}}{dxdy} + \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} \right) - S \right) \\
 & + (1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{Dr_{i,j,l+1}}{dxdy} h_{i,j,l+1}^{n-1} + \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} h_{i,j,l-1}^{n-1} \right) - \boxed{\Delta t ((1 - \Theta)Q^{n-1} + \Theta Q^n)} \tag{2.43}
 \end{aligned}$$

Le terme h_i désigne la charge de la maille traitée, h_{iv} celle de sa voisine, $h_{i,z,2}$ la charge de la cellule voisine de i dans la direction z et la position TWO et $h_{i,z,1}$ la charge de la cellule voisine de i dans la direction z et la position ONE.

3. Flux d'échange avec rivière : Conductance

Dans le cas où la maille aquifère est positionnée sous un élément rivière ele_musk , la conductance est exprimée, l'équation 2.5 devient :

$$\begin{aligned}
 & -\Theta \Delta t \left(\frac{T_{xx}}{\Delta x^2} (h_{i+1,j,l}^n + h_{i-1,j,l}^n) + \frac{T_{yy}}{\Delta y^2} (h_{i,j+1,l}^n + h_{i,j-1,l}^n) \right) \\
 & + \left(\Theta \Delta t \left(\frac{2T_{xx}}{\Delta x^2} + \frac{2T_{yy}}{\Delta y^2} + \frac{C_{riv}}{dxdy} + \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} \right) + S \right) h_{i,j,l}^n \\
 & - \Theta \Delta t \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} h_{i,j,l-1}^n - \Theta \Delta t \frac{C_{riv}}{dxdy} h_{riv}^n \\
 & = (1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{T_{xx}}{\Delta x^2} (h_{i+1,j,l}^{n-1} + h_{i-1,j,l}^{n-1}) + \frac{T_{yy}}{\Delta y^2} (h_{i,j+1,l}^{n-1} + h_{i,j-1,l}^{n-1}) \right) \\
 & - h_{i,j,l}^{n-1} \left((1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{2T_{xx}}{\Delta x^2} + \frac{2T_{yy}}{\Delta y^2} + \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} + \frac{C_{riv}}{dxdy} \right) - S \right) \\
 & + (1 - \Theta) \Delta t \left(\frac{C_{riv}}{dxdy} h_{riv}^{n-1} + \frac{Dr_{i,j,l-1}}{dxdy} h_{i,j,l-1}^{n-1} \right) - \boxed{\Delta t ((1 - \Theta)Q^{n-1} + \Theta Q^n)} \tag{2.44}
 \end{aligned}$$

Le terme h_i désigne la charge de la maille traitée, h_{iv} celle de sa voisine, $h_{(i,z1)}$ la charge de la cellule voisine i dans la direction z1 et h_{riv} la hauteur d'eau en rivière.

4. Flux imposé selon S : Pompage ou Recharge

Dans le cas où une recharge ou un prélèvement est effectué, un terme source est ajouté dans le terme de droite. Le débit Q est renseigné par l'utilisateur en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Ce terme source s'exprime de la manière suivante : $\theta \Delta t \frac{Q_i^n}{dxdy} + (1 - \theta) \Delta t \frac{Q_i^{n-1}}{dxdy}$

4.4 La nappe libre

Dans une nappe libre, le niveau de saturation varie selon la variation de la charge hydraulique. La perméabilité diminue avec la diminution de la saturation en eau et le coefficient de stockage est dépendant de la saturation et de la porosité du milieu poreux. La conceptualisation des écoulements souterrains en nappe libre considère les approximations suivantes :

- la perméabilité est nulle dans la zone non saturée
- le coefficient de stockage de la nappe libre équivaut à la porosité de drainage.

En fonction de la valeur de la charge hydraulique, les paramètres hydrodynamiques (la transmissivité et le coefficient de stockage) sont définis selon l'équation (2.45) (Figure 2.14).

$$\begin{cases} \text{si } h_{i,j} > z_{top} & T = K(Z_{top} - \sigma) \quad S = S_s(Z_{top} - \sigma) \\ \text{si } h_{i,j} < z_{top} & T = K(h_{i,j}^t - \sigma) \quad S = \omega_d \end{cases} \quad (2.45)$$

avec T la transmissivité [$\text{L}^2.\text{T}^{-1}$], K la perméabilité [$\text{L}.\text{T}^{-1}$], Z_{top} la cote du toit de l'aquifère [L], t le temps [T], $h_{i,j}^t$ est la charge hydraulique [L] au pas de temps t et σ le substratum de la nappe [L].

Ce test est réalisé à chaque pas de temps si le mode unconfined (nappe libre) est activé. Notons que ceci a l'avantage de permettre la prise en compte des nappes semi-captives ainsi que du dénoyage des nappes.

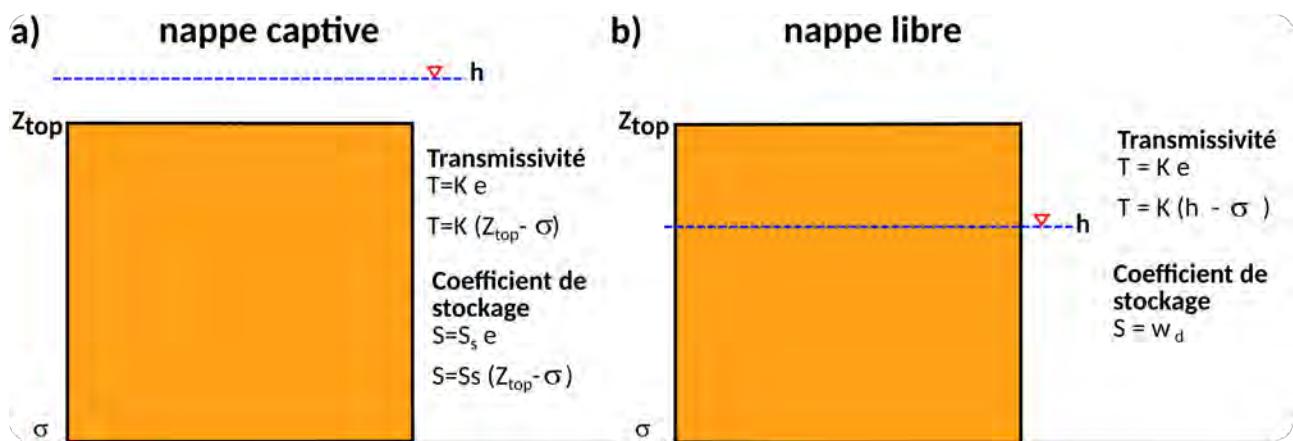


FIGURE 2.14. Schéma représentant les variations lithologiques d'une maille. Description du calcul de la transmissivité dans le cas d'un aquifère captif (a) et dans le cas d'un aquifère libre (b).

4.5 Stratification verticale intra-couche

Jusqu'alors, l'homogénéité verticale des propriétés hydrodynamiques d'une maille était considérée. Cependant lorsque la stratification verticale de la couche aquifère est très marquée, en particulier avec de forts contrastes lithologiques, les perméabilités verticales au sein de la maille sont susceptibles de varier considérablement suivant le type de lithologie. La stratification de l'aquifère superficiel est définie en attribuant un hydrofaciès (perméabilité et coefficient de stockage) propre à chaque lithologie (Figure 2.15). Notons que le coefficient de stockage est le coefficient d'emmagasinement dans le cas d'une nappe captive et la porosité de drainage dans le cas d'une nappe libre.

En considérant que l'écoulement intra-couche est principalement horizontal, la perméabilité équivalente de l'aquifère correspond à la moyenne arithmétique des perméabilités de chaque couche lithologique. La perméabilité équivalente dans le cas d'une nappe captive est donnée par l'équation (2.46) (Figure 2.15.a).

$$K_{eq} = \left(\sum_{i=1}^n e_i \right)^{-1} \sum_{i=1}^n e_i K_i \quad (2.46)$$

Avec e_i l'épaisseur mouillée de la lithologie i et K_i la perméabilité de la lithologie i .

Dans le cas d'une nappe libre (Figure 2.15.b), seules les perméabilités des lithologies situées sous le niveau piézométrique sont considérées. La perméabilité équivalente est calculée selon l'algorithme suivant :

```

 $e_{sum} = 0;$ 
 $K_{sum} = 0;$ 
for  $i = 0; i < n; \text{do}$ 
     $e_{sum} = e_{sum} + e_i;$ 
    while  $h_{i,j} > z_{bot} + e_{sum}$  do
         $| \quad K_{sum} = K_{sum} + e_i K_i;$ 
    end
     $e_{sum} = e_{sum} - e_i;$ 
     $K_{sum} = K_{sum} + (h - e_{sum} - z_{bot}) K_i;$ 
     $e_{sum} = e_{sum} + (h - e_{sum} - z_{bot});$ 
end
 $K_{eq} = (e_{sum})^{-1} K_{sum}$ 
```

Algorithm 1: Calcul de la perméabilité équivalente d'une maille d'une nappe libre

Lorsque la charge hydraulique est supérieure au niveau du toit de la couche aquifère (z_{top}), la perméabilité équivalente englobe les perméabilités K_1 à K_N (Figure 2.15.a : nappe captive). Dans le cas de la nappe libre, la perméabilité équivalente est calculée en ne considérant que les perméabilités K_1 à K_7 des lithologies immergées (Figure 2.15.b : nappe libre). Les mêmes calculs sont faits pour les coefficients de stockage.

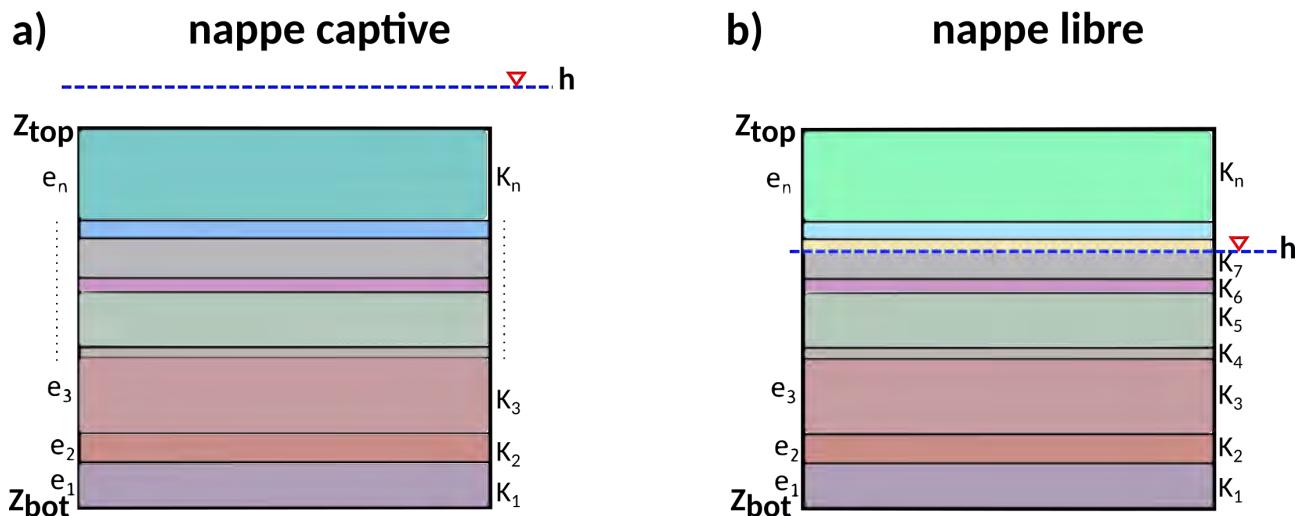


FIGURE 2.15. Stratification verticale intra-maille : a) dans le cas d'une nappe captive et b) dans le cas d'une nappe libre.

5 Calcul des interactions entre la surface et le souterrain

Les interactions entre les milieux de surface et souterrains sont calculées par la plateforme de modélisation. La plateforme regroupe et coordonne l'ensemble des librairies précédemment décrites et fait en particulier le lien entre la surface (libhyd) et le souterrain (libaq).

5.1 Les échanges nappe-rivière

Les échanges nappe-rivière sont calculés au moyen d'un modèle de conductance :

$$Q_{enr}^t = C_{riv}(H_{riv}^t - H_{aq}^t) \quad (2.47)$$

avec Q_{enr} [$m^3 s^{-1}$] le débit échangé de la rivière vers la nappe (un débit négatif indique donc une alimentation de la rivière par l'aquifère), C_{riv} [$m^2 s^{-1}$] le terme de conductance, H_{riv} [L] la charge en rivière et H_{aq} [L] la charge en aquifère.

Le calcul du débit échangé entre la rivière et l'aquifère correspond pour l'aquifère à une condition aux limites de Robin (Jazayeri and Werner, 2019). Une boucle de Picard est nécessaire au calcul des échanges nappe-rivière. Afin de représenter les états de déconnexion un débit limite d'infiltration de la rivière vers l'aquifère (Q_{lim}) est introduit brutalement. L'état de transition du système nappe-rivière n'est pas modélisé. D'autre part, l'infiltration de la rivière vers l'aquifère peut être supérieure au débit en rivière. Afin d'éviter un débit négatif en rivière, le débit échangé est fixé à 0 dans ce cas là. Ce processus se poursuit jusqu'à la convergence de la charge en aquifère. Ce critère d'arrêt a été choisi car il est particulièrement contraignant. En effet, une légère variation du débit échangé entre la nappe et la rivière peut entraîner une modification importante de la charge en aquifère.

5.2 Les échanges nappe-gravière

Le flux d'eau Q_{lac} ($m^3 s^{-1}$) entre la nappe et une gravière ou un lac est calculé au moyen d'un modèle de conductance :

$$Q_{lac}^t = C_{lac}(h_{aq}^t - h_l^t) \quad (2.48)$$

où h_l (m) est la cote de la gravière, h_{aq} (m) la charge de l'aquifère et C_{lac} (s^{-1}) la conductance spécifique équivalente égale à la moyenne harmonique des conductances spécifiques de l'aquifère et du lit ou des berges de la gravière.

A chaque itération temporelle, la cote de la gravière h_l est solution du bilan hydrologique suivant :

$$h_l^t = h_l^{t-1} + \Delta t \frac{P - E + R + S_p}{A_s}, \quad (2.49)$$

où h_l^t et h_l^{t-1} sont respectivement les cotes de la gravière aux itérations actuelle et précédente, Δt (s) le pas de temps et A_s la surface au sol de la gravière (m^2). Ce bilan intègre les précipitations P , l'évaporation E et la ruissellement R , exprimés en $m^3 s^{-1}$. Le terme S_p ($m^3 s^{-1}$) est la somme des flux entrants ou sortants échangés à travers les interfaces gravière/aquifère, aussi bien latéralement par les berges que verticalement à travers le lit de la gravière.

5.3 Les débordements de nappe

Les débordements de nappe sont calculés de la manière suivante :

$$Q_{overflow} = \begin{cases} Dr(H_{topo} - H_{aq}) & \text{if } H_{aq} > H_{topo} \\ 0, & \text{if } H_{aq} < H_{topo} \end{cases} \quad (2.50)$$

avec $Q_{overflow}$ [$m^3 s^{-1}$] le débit de débordement de nappe, Dr [$m^2 s^{-1}$] la drainance du sol qui est considérée comme une formation semi-perméable, H_{topo} [L] la cote du sol et H_{aq} [L] la charge de l'aquifère. A chaque itération de Picard, la valeur de la charge en aquifère est comparée à la cote du sol. Si la charge est supérieure à la cote du sol, alors le débit de débordement est fixé à 0. Sinon, le débit de débordement est calculé.

6 Validation des écoulements souterrains

Afin de valider l'algorithme de résolution de l'équation de diffusivité, plusieurs cas tests ont été mis en place.

6.1 Etat permanent d'une nappe captive soumise à un pompage

6.1.1 Description

Afin d'étudier la réponse du modèle, on se place dans les conditions représentées dans la figure 2.16. Un pompage à débit constant est appliqué au centre d'un aquifère, de dimension finie et de géométrie circulaire. D'autre part les hypothèses suivantes sont vérifiées :

1. L'aquifère est initialement en équilibre, i.e., la charge hydraulique initiale est constante et égale à h_0 ;
2. La nappe est captive ;
3. aucune recharge n'est prise en compte ;
4. La transmissivité (T) et le coefficient d'emmagasinement (S) de l'aquifère sont homogènes et isotropes sur l'ensemble de l'aquifère ;
5. la charge hydraulique à la bordure de l'aquifère est fixée à h_0 ;
6. au temps $t = 0$, un puits de rayon négligeable débute son prélèvement ou son injection à débit constant Q .

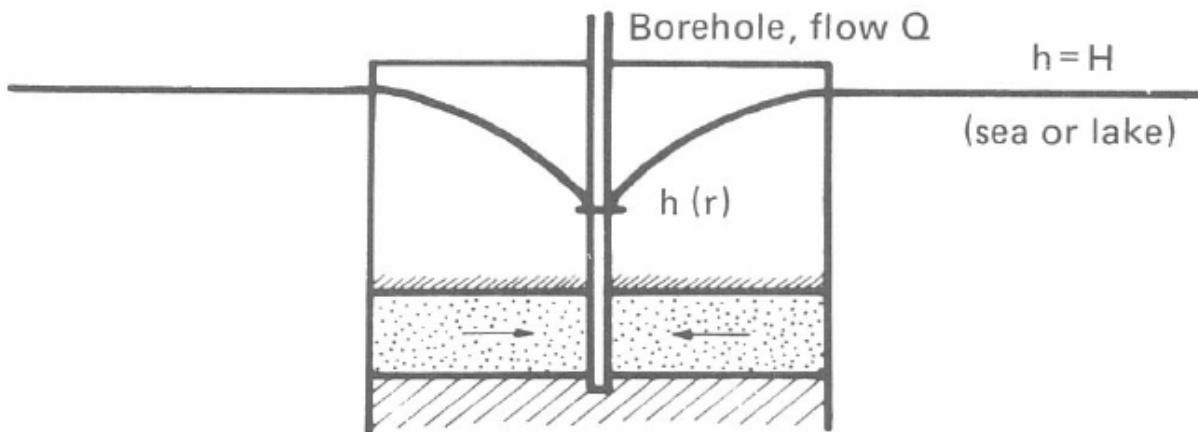


FIGURE 2.16. Géométrie pour la solution de Thiem, d'après de Marsily (1986b).

6.1.2 Solution analytique

Ce problème présente une symétrie radiale. Il est donc plus approprié d'écrire l'équation de diffusivité (Équation 2.38) dans un système de coordonnées polaires centré sur le puits. Sous les hypothèses précédemment décrites, l'équation 2.38 en état permanent s'écrit :

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial h}{\partial r} \right) = 0, \quad (2.51)$$

avec r la distance au puits.

Si R est le rayon de l'aquifère circulaire, les conditions aux limites et initiales s'écrivent :

$$h(R, t) = h_0 \text{ for } t > 0 \quad (2.52)$$

$$\lim_{r \rightarrow 0} \left(r \frac{\partial h}{\partial r} \right) = \frac{Q}{2\pi T} \text{ for } t > 0 \quad (2.53)$$

$$h(r, 0) = h_0 \text{ for } r \in (0, R) \quad (2.54)$$

La solution de l'équation 2.51 prenant en compte l'état initial précédemment présenté (Équation 2.52) et les conditions aux limites définies par l'équation 2.54 est appelée solution de Dupuit ou de Thiem. Elle s'écrit :

$$h(r) = h_0 + \frac{Q}{2\pi T} \ln \left(\frac{r}{R} \right). \quad (2.55)$$

L'application du principe de superposition, permet de réécrire la solution de Thiem (2.55) en fonction du rabattement $s = h_0 - h$. Elle s'écrit :

$$s(r) = -\frac{Q}{2\pi T} \ln \left(\frac{r}{R} \right). \quad (2.56)$$

La solution analytique est calculée par un code écrit en Fortran à la fois au centre d'une cellule et le long d'un rayon de l'aquifère.

6.1.3 Résultats

Afin de reproduire la solution analytique, un aquifère circulaire de 50 km de rayon est représenté. Il est composé de 31829 cellules de 500 m de côté. Les paramètres suivants sont appliqués :

- La transmissivité est fixée à $T=0,2 \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$
- Le coefficient d'emmagasinement est fixé à $S=0,001$
- La charge initiale est de $h_0 = 100 \text{ m}$
- Epaisseur de l'aquifère constante de 20 m

L'ensemble des mailles de bordure ont une condition aux limites de type Dirichlet égale à la charge initiale. Un prélèvement de $0,05 \text{ [m}^3 \text{ s}^{-1}\text{]}$ est réalisé au centre du domaine aquifère.

La comparaison entre la solution analytique et les résultats de libaq est présentée en Figure 2.17. L'erreur entre le rabattement calculé et celui défini par la solution analytique est inférieure à 1% sur le domaine. Elle est maximale au niveau du puits de prélèvement et en bordure du domaine.

6.2 Etat transitoire d'une nappe libre soumise à un prélèvement constant

6.2.1 Description

La géométrie de ce cas test est identique à celui précédemment décrit excepté que la nappe captive possède une extension supposée infinie (Figure 2.18).

6.2.2 Solution analytique

Afin de définir la solution analytique, l'équation (2.38) est réécrite en coordonnées polaires :

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial h}{\partial r} \right) = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (2.57)$$

Les conditions aux limites (2.52) sont substituées par :

$$\lim_{r \rightarrow \infty} h(r, t) = h_0 \text{ for } t > 0 \quad (2.58)$$

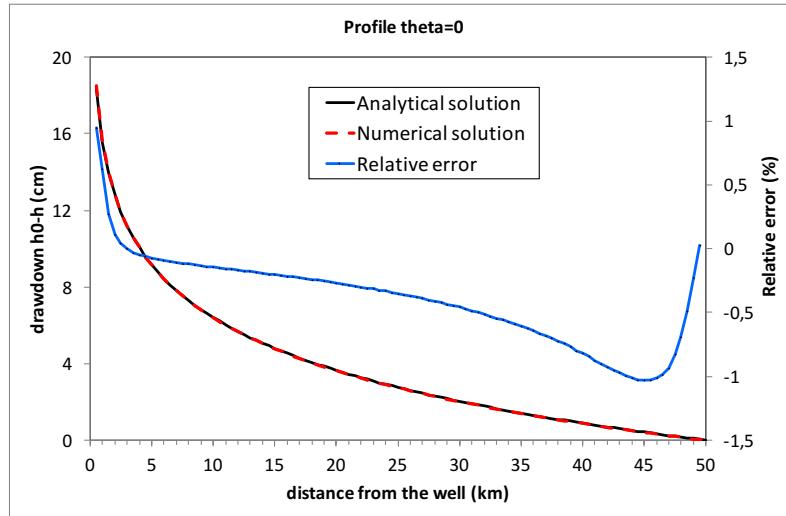


FIGURE 2.17. Comparaison entre la solution analytique et les résultats de libaq pour le cas test de Thiem

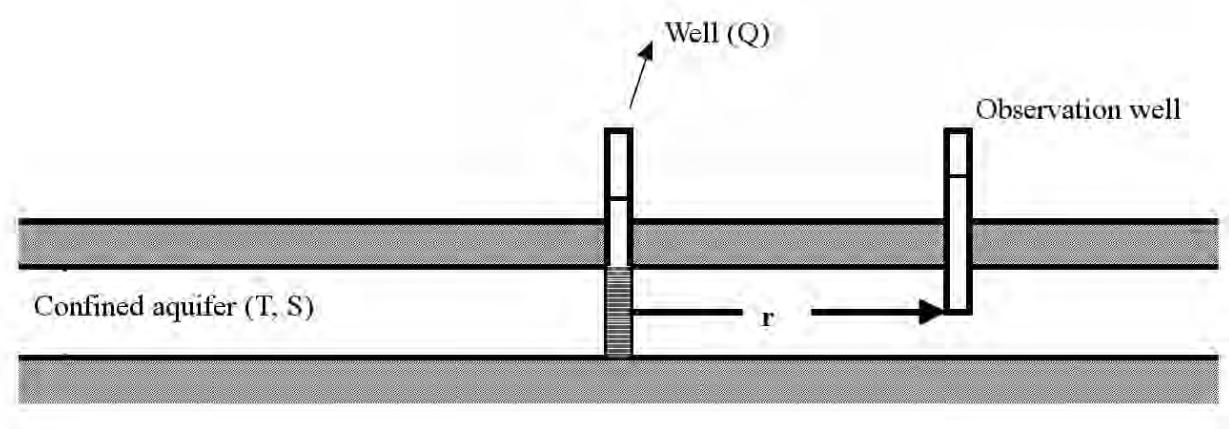


FIGURE 2.18. Géométrie pour la solution de Theis (modifié d'après Hunt, B. (2008).)

La solution analytique de l'équation 2.57 avec les conditions aux limites (2.58) et conditions initiales (2.54) est la solution dite de Theis. Elle s'écrit :

$$h(r,t) = h_0 - \frac{Q}{4\pi T} W(u), \quad (2.59)$$

où

$$u = \frac{Sr^2}{4Tt} \quad (2.60)$$

et

$$W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-x}}{x} dx = E_1(u),$$

avec $E_1(u)$ une fonction connue. En fonction du rabattement (s) l'équation 2.59 s'écrit :

$$s(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u). \quad (2.61)$$

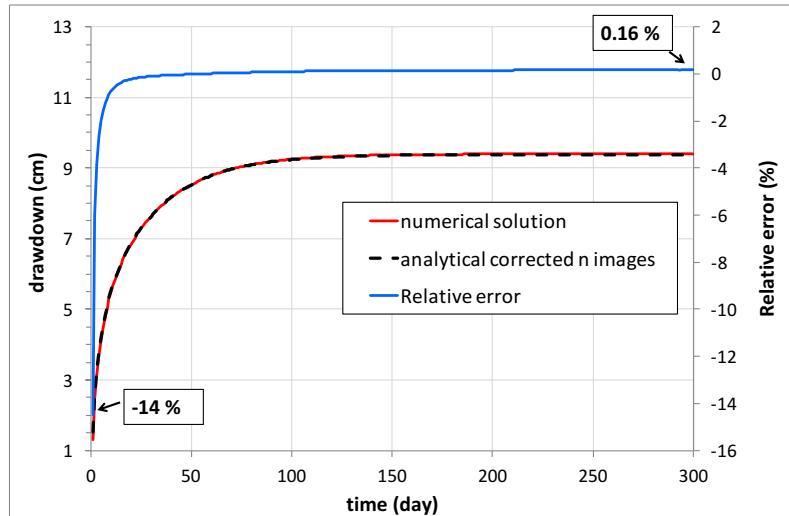


FIGURE 2.19. Comparaison entre la solution analytique de Theis et les résultats fournis par libaq

En pratique le domaine infini est représenté comme un domaine fini et précisément comme un carré de taille $2L$. La solution (2.61) vaut seulement pour $r \ll L$. Pour obtenir la solution correcte pour le domaine fini et pour toutes les valeurs de r , la méthode des images peut être utilisée.

6.2.3 Résultats

Le domaine simulé est un carré de 99 km de côté. Ce domaine est discréteisé en 98011 cellules de 1 km de côté. Les mêmes paramètres, conditions aux limites et états initiaux que précédemment sont utilisés (voir sec. 6.1.3, p 39). La comparaison entre la solution analytique et le résultat de libaq est présentée Figure 2.19. Ces résultats sont obtenus à une distance de 25 km du puits d'injection. L'erreur relative est maximale en début de simulation lorsque le rabattement calculé et simulé est faible. Elle est proche de 0 dès 25 jours de simulation.

6.3 La solution de Hantush

6.3.1 Description

Ce cas test représente une nappe semi-captive recouverte par une nappe libre (Figure 2.20). Un prélèvement est effectué dans la nappe semi-captive de sorte qu'une alimentation à travers l'aquitard séparant les deux formations est observée. Il est supposé que la charge de l'aquifère libre est constante dans le temps.

6.3.2 Solution analytique

L'équation 2.40 s'écrit en coordonnées polaires en fonction du rabattement (s) :

$$\frac{T}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial s}{\partial r} \right) = S \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{K'}{B'} s, \quad (2.62)$$

Avec K' la perméabilité de l'aquitard et B' son épaisseur.

Les conditions initiales ainsi que les conditions aux limites sont :

$$s(r, 0) = 0$$

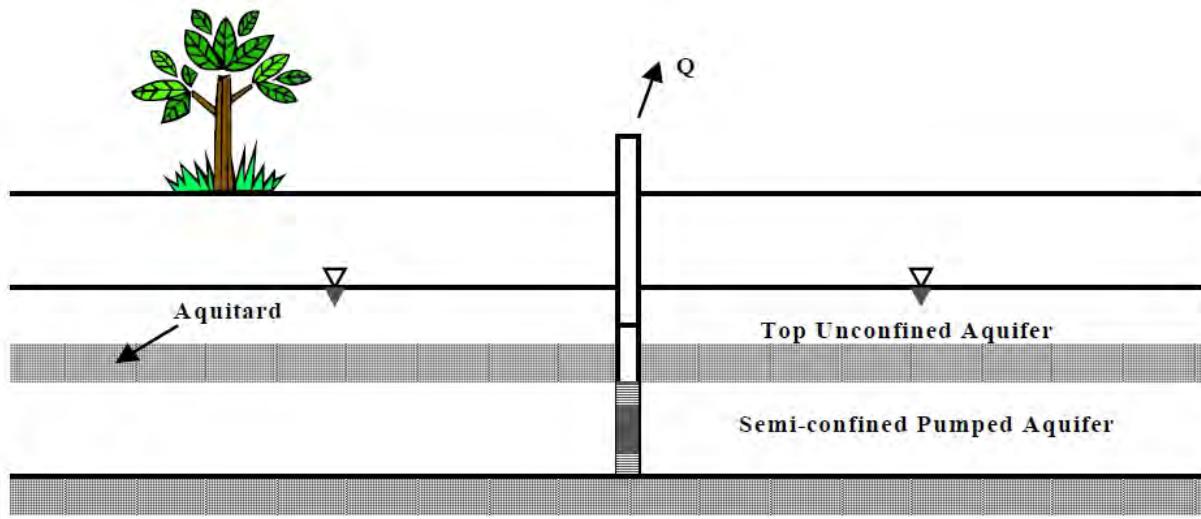


FIGURE 2.20. Géometrie pour la solution de Hantush (Hunt, B. (2008)).

$$s(\infty, t) = 0$$

$$\lim_{r \rightarrow 0} \left(r \frac{\partial s}{\partial r} \right) = -\frac{Q}{2\pi T}$$

La solution analytique de ce problème est appelée solution de Hantush, elle s'écrit :

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} W^{(2)} \left(u, r \sqrt{\frac{K'/B'}{T}} \right), \quad (2.63)$$

avec u définie par l'équation 2.60 et $W^{(2)}$:

$$W^{(2)}(u, \alpha) = \int_u^\infty e^{-x - \frac{\alpha^2}{4x}} \frac{dx}{x}. \quad (2.64)$$

6.3.3 Résultats

Les mêmes propriétés (transmissivité, coefficient d'emmagasinement, épaisseur d'aquifère, prélevement, état initial) précédemment décrites sont utilisées dans ce cas test (voir sec. 6.1.3, p 39). La drainance séparant les deux formations aquifères est fixée à 2.10^{-8} s^{-1} . Cela correspond à un aquitard de perméabilité 10^{-7} m.s^{-1} et de 5 mètres d'épaisseur. La comparaison entre la solution analytique et les résultats de libaq est présentée en figure 2.21. L'erreur relative est importante en début de simulation lorsque les rabattements simulés et estimés sont faibles.

6.4 État permanent d'une nappe captive soumis à une recharge uniforme

6.4.1 Description

Un aquifère de transmissivité homogène est soumis à une recharge uniforme. Cet aquifère possède une seule dimension finie (L).

6.4.2 Solution analytique

Sous les hypothèses précédemment décrites, l'équation 2.40 se simplifie :

$$\frac{\partial h}{\partial x^2} = \frac{Q}{T} \quad (2.65)$$

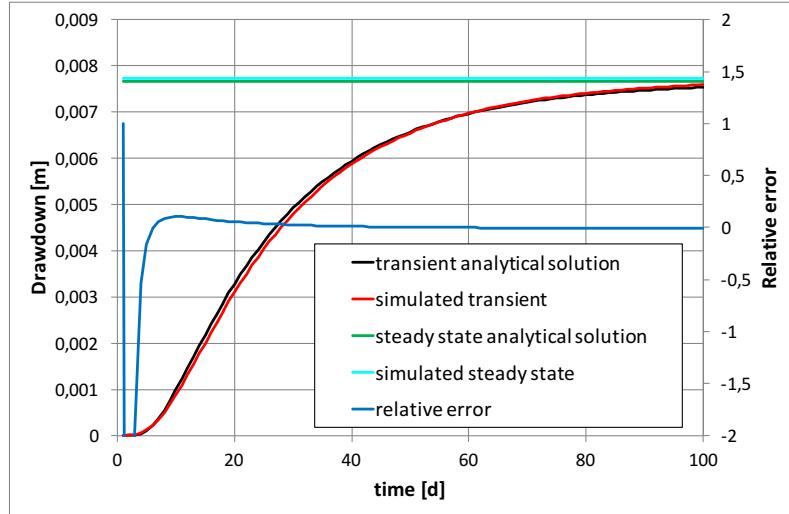


FIGURE 2.21. Comparaison entre la solution analytique de Hantush et les résultats de libaq en transitoire et permanent

avec Q [m.s^{-1}] la recharge. Les conditions initiales et aux limites sont :

$$h(0, t) = h_0$$

$$h(L, t) = h_L$$

$$h(x, 0) = h_0$$

L'intégration de l'équation (2.65) sous les conditions aux limites et états initiaux précédemment décrits donne :

$$h(x) = \frac{Q}{2T} (x^2 - Lx) + \frac{h_L - h_0}{L} x + h_0 \quad (2.66)$$

Si $h_0 = h_L$, la solution (2.66) se réduit à :

$$h(x) = \frac{Q}{2T} (x^2 - Lx) + h_0 \quad (2.67)$$

6.4.3 Résultats

Le domaine de 100 km de longueur par 3 km est représenté par 303 cellules de 1 km de côté. La recharge uniforme appliquée est de $Q = 3 \cdot 10^{-8}$ m/s. La transmissivité est fixée à $0,2 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. La comparaison entre la solution analytique et les résultats de libaq est présentée Figure 2.22. La solution analytique est parfaitement représentée.

6.5 Développement de l'approximation de la nappe libre

6.5.1 Solution analytique de l'approximation de la nappe libre

La solution analytique en régime permanent du calcul de la hauteur d'eau d'une nappe libre entre deux points est donnée par la formule :

$$h(x) = \sqrt{h_{amont}^2 - \frac{(h_{amont}^2 - h_{aval}^2)x}{L}} \quad (2.68)$$

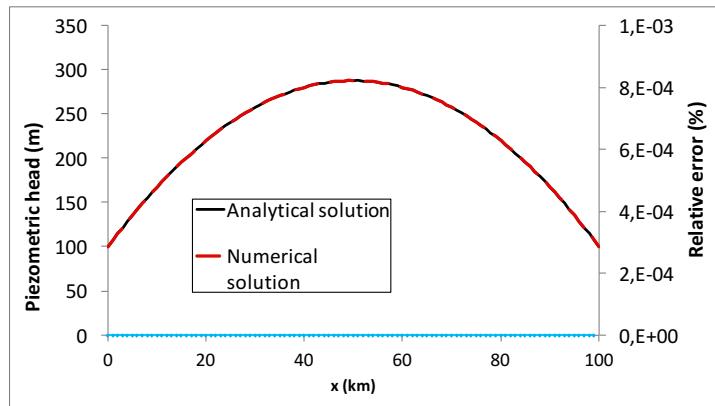


FIGURE 2.22. Comparaison entre la solution analytique pour une recharge uniforme et les résultats de libaq en permanent

Où $h(x)$ [m] est la charge hydraulique le long de l’axe x, h_{amont} et h_{aval} sont les charges hydrauliques amont et aval, et L est la distance qui sépare les points d’observation amont et aval. La solution de cette équation donne un profil parabolique de la charge hydraulique.

6.5.2 Cas test d’application du calcul de la nappe libre

Un cas test est constitué selon un maillage de 12 mailles carrées de 500 m de côtés (Fig.2.23). Chaque maille présente une épaisseur totale de 120 m stratifiée selon six couches géologiques de 20 m d’épaisseur chacune et de perméabilité homogène ($5,0 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$). La charge initiale est fixée à une altitude de 100 m pour toutes les mailles. La simulation en régime permanent est lancée dans le but de générer un écoulement depuis l’amont (maille 0) vers l’aval (maille 11). Une charge imposée à une altitude de 100 m est appliquée à la maille 0 tandis qu’une charge imposée à une altitude de 50 m est appliquée à la maille 11.

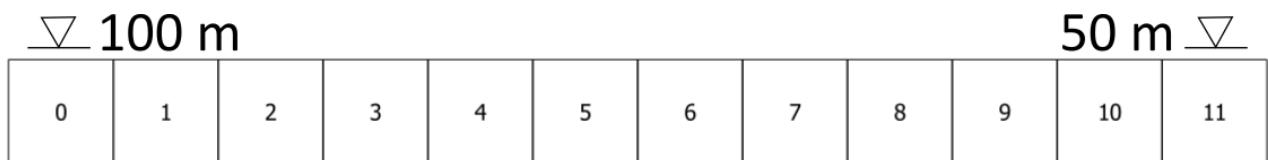


FIGURE 2.23. Maillage du cas test (mailles 500m).

6.5.3 Évaluation des résultats

La solution analytique est comparée aux résultats simulés du cas test. Les charges hydrauliques simulées pour le cas test sont reportées sur la figure 2.24. Ces résultats sont comparés aux résultats obtenus sans adaptation de la transmissivité à l’épaisseur mouillée. Les écarts entre les résultats de simulation et la solution analytique sont reportés sur le tableau 2.4.

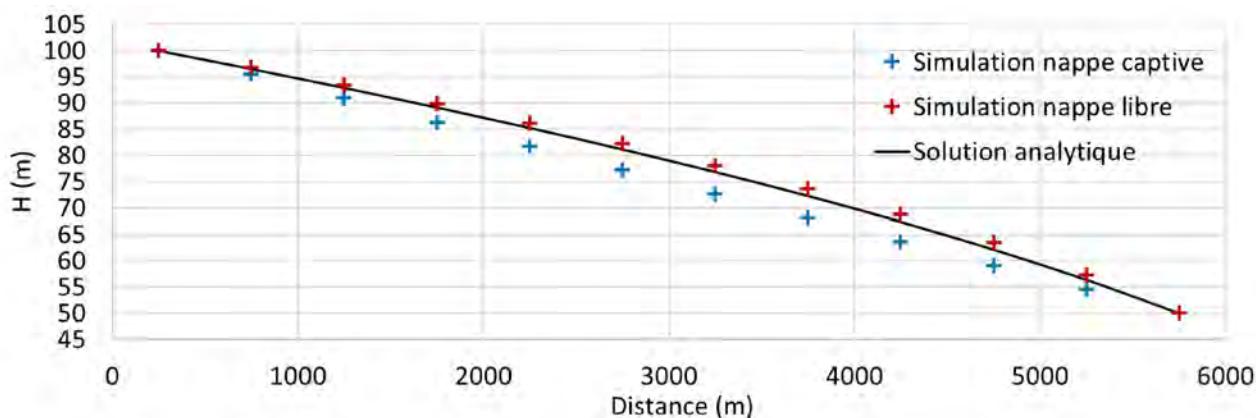


FIGURE 2.24. Profils de la piézométrie calculée par la solution analytique, simulation de la piézométrie en nappe captive et simulation de la piézométrie en hypothèse de nappe libre.

TABLEAU 2.4. RMSE (root mean square error) et ME (mean error) des résultats obtenus comparés à la solution analytique

	RMSE (m)	ME (m)
Libaq nappe captive	3,19	3,03
Libaq nappe libre	0,44	0,03

Les résultats (Fig.2.24) révèlent l'effet du calcul de la nappe libre en régime permanent :

- Le niveau piézométrique obtenu sans calcul de la nappe libre décroît linéairement suivant un gradient hydraulique de 1 %. Dans l'hypothèse de la nappe captive et à transmissivité constante, la hauteur d'eau le long du profil évolue proportionnellement au gradient de charge entre les conditions aux limites amont et aval.
- Le niveau obtenu en appliquant le calcul de la nappe libre présente une forme parabolique. À perméabilité constante, la transmissivité calculée varie en fonction de l'épaisseur mouillée. Ainsi, la transmissivité maximale est calculée à la limite amont du cas test où l'épaisseur mouillée est à sa valeur maximum. À l'inverse, la transmissivité minimale est calculée à la limite aval du cas test, où l'épaisseur mouillée atteint sa valeur minimum. La modification de la transmissivité entraîne une évolution du gradient de charge le long du profil. Près de la limite amont, la transmissivité est importante, et le gradient de charge est diminué. Près de la limite aval, la transmissivité est plus faible, et le gradient de charge est augmenté.

Dans l'application de ce cas test, les différences de charge entre les simulations et la solution analytique donnent une amélioration moyenne de 3 m entre le calcul de la nappe captive et le calcul de la nappe libre (Tableau 2.4). La différence de charge la plus importante entre la nappe captive et la nappe libre (5,3 m) se situe aux deux tiers du profil ($x = 3250$ m). Le maximum des résidus est de 1,3 m de surestimation du niveau piézométrique à la même coordonnée le long du profil. Plus le gradient de charge est important, plus ce résidu est important. À l'inverse, plus la discréétisation horizontale et verticale de la perméabilité est fine, moins ces résidus sont importants.

7 Conclusions et perspectives

CAWAQS gère le couplage des écoulements au sein de l'hydrosystème et en particulier les échanges nappe-rivière (Figure 2.1). Les échanges nappe-rivière sont simulés par un modèle de conductance, c'est à dire comme un régime permanent. L'état de déconnexion du système nappe-rivière est conceptualisé en imposant une valeur seuil de débit d'infiltration ; "un débit limite d'infiltration (Q_{lim})". Brunner et al. (2009); Rivière et al. (2014) définissent qu'un système nappe rivière entre dans un état de déconnexion lorsque le débit d'infiltration entre la rivière et la nappe n'est plus dépendant du gradient de charge entre la rivière et la nappe. Seul le terme gravitaire est responsable du débit d'infiltration citetpeterson88,riviere2014. Afin de quantifier les échanges nappe-rivière, une boucle de Picard est mise en place. Cette procédure itérative permet de conserver le schéma semi-implicite pour le calcul des flux échangés entre le réseau hydrographique et le système aquifère tout en assurant la prise en compte du débit limite et l'assèchement du réseau hydrographique.

Ce guide présente les différentes approches ainsi que la validation de la plateforme sur des solutions analytiques. Ces différents cas test ont permis de valider algorithme de calcul de la charge en aquifère. En effet il semble que les transferts radiaux sous l'effet d'un pompage, la condition de conductance et de drainance ainsi que la recharge soient représentés de manière adéquate par le modèle. Les écoulements dans les lacs sont validés dans le chapitre 6.

Cette version de CAWAQS présente donc des modifications significatives concernant la simulation des écoulements souterrains et des écoulements en rivière. Dans un futur proche, la simulation des écoulements en rivière basée sur la résolution des équations de Saint-Venant sera ajoutée ainsi que les écoulements transitoire dans l'interface nappe rivière et la réactivité biogéochimique et thermique au sein de l'interface nappe-rivière.

Les objectifs finaux pour la prochaine phase est de coupler RIVE unifié, CHESS, ProSe-PA avec CAWAQS. De plus, la plateforme CAWAQS sera couplée avec le modèle de transport de chaleur et d'eau entre l'atmosphère, la végétation et le sol (ORCHIDEE).

Stratégie de calibration et modélisation de l’hydrosystème du bassin versant des Avenelles

Nicolas Gallois¹, Agnès Rivière^{1,*}, Nicolas Flipo¹, Jonathan Schuite¹, Karina Cucchi¹, Deniz Kiliç¹, Aurélien Baudin¹, Loïc Marlot¹, Anne Jost³, Pierre Seraphin¹, Jacques Schleifer¹, Patrick Ansart², Arnaud Blanchouin², Jean-Marie Mouchel³

¹ MINES ParisTech, PSL Université, Centre de Géosciences, Fontainebleau, France

² IRSTEA, UR HYCAR, Antony, France

³ Sorbonne Université, Metis, Paris

* agnes.riviere@mines-paristech.fr

Résumé

L’application au bassin des Avenelles de la plateforme CAWAQS (Chapitre 3) a été mise à jour avec les données acquises jusqu’en 2017. Le système aquifère a été conceptualisé par trois hydrofaciès par [Rivière et al. \(2017\)](#); les colluvions réagissant comme une plaine alluviale, l’aquifère de Brie et l’aquifère du Champigny et de Saint Ouen. Le rôle des colluvions est démontré dans le chapitre 5.

La recalibration du bassin a consisté, tout d’abord à améliorer le bilan de surface. La méthode de calibration du bilan de surface repose sur la caractérisation a priori de la réponse du bassin versant aux sollicitations climatiques à partir de données hydrologiques et une analyse fréquentielle réalisée avec la méthodologie HYMIT (*HYdrological MInimalist Transfer function*) développée par [Schuite et al. \(2019\)](#). Une recalibration manuelle a été nécessaire afin d’assurer la cohérence de la valeur des paramètres. Des améliorations pour l’application de cette méthodologie à des petits bassins seront faites pendant la prochaine phase du PIREN-Seine. Les paramètres hydrodynamiques ont été calibrés de la même façon que dans le modèle de [Rivière et al. \(2017\)](#).

Sur cette période, les données moyennes annuelles d’entrée du système sont respectivement de 628 et 878 mm.an⁻¹ pour les précipitations et l’ETP. Après calcul de l’ETR (valeur moyenne de 498 mm.an⁻¹), une lame d’eau efficace de 130 mm.an⁻¹ est estimée, scindée à hauteur de 52 % en une lame d’eau infiltrée (valeur moyenne de 69 mm.an⁻¹) et 48 % (soit environ 60 mm.an⁻¹). 90 % de la recharge globale alimente l’aquifère de Brie. Cet aquifère alimente presque exclusivement l’aquifère du Champigny sous-jacent par drainance descendante (flux moyen de 67.9 L.s⁻¹), celui-ci restituant la quasi-totalité de ce flux en aval de bassin vers les formations colluvionaires (flux ascendant moyen de drainance de 62.5 L.s⁻¹).

Ces résultats sont à prendre avec précaution, car il n’y a pas eu de calibration de la conductance qui contrôle les interactions nappe-rivière. La conceptualisation des échanges nappe-rivière va être améliorée grâce aux nouvelles données acquises sur le bassin ainsi qu’avec les interprétations des campagnes hydrogéophysiques réalisées pendant cette phase VII (Chapitres 5, 4 et 13.2).

Ces résultats vont être intégrés dans le modèle au cours de cette année et permettront une meilleure caractérisation de la réactivité du bassin, notamment pendant les événements extrêmes.

En vue de modéliser l’état thermique des différents compartiments, un couplage entre un modèle de transport d’eau et de chaleur entre l’atmosphère et le sol en passant par la végétation (ORCHIDEE, IPSL ([Krinner et al., 2005; Ducharme et al., 2018](#)) et la plateforme CAWAQS est en cours de développement. Les résultats de simulation permettront d’obtenir une cartographie hydro- thermique fonctionnelle des masses d’eau et une évaluation de sa sensibilité aux changements globaux.

Pour citer cet article : N. Gallois et al., Stratégie de calibration et modélisation de l’hydrosystème du bassin versant des Avenelles, dans Mesures hydrogéophysiques et biogéochimiques haute fréquence et "time lapse" des interfaces nappe-rivière : évolution des ressources en eau, A. Rivière (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

Points clés

- recalibration du modèle avec les nouvelles données acquises jusqu'en 2017;
- Utilisation de la méthode HYMIT pour calibrer le bilan de surface du bassin des Avenelles ;
- Bilan d'eau de 1999 à 2017 du bassin des Avenelles.

Sommaire

Contents

1	Introduction	50
2	Le bassin expérimental des Avenelles	51
3	Modélisation des écoulements au sein de l'hydrosystème Avenelles	53
3.1	Application de la plateforme CAWAQS au bassin des Avenelles	53
3.2	Méthodologie de calibration	56
4	Résultats et discussions	65
4.1	Calibration du bilan de surface	65
4.2	Calibration du bilan souterrain	65
5	Conclusions et perspectives	72

1 Introduction

Les préoccupations sans cesse grandissantes au sujet d'un changement climatique global s'accompagnent d'une volonté toujours plus forte d'en caractériser l'impact potentiel sur les ressources en eau. Les changements anticipés de la température et des précipitations à l'échelle planétaire vont indéniablement modifier les climats régionaux et les systèmes hydrologiques associés. Outre ce type de perturbations, ces ressources sont également soumises à des pressions d'origine anthropique, lesquelles affectent les différents processus hydro-bio-géochimiques constitutifs du cycle de l'eau et modifient, de fait, l'état écologique et biogéochimique de cette ressource. Pour faire face aux interrogations des gestionnaires, les demandes actuelles visant à la prédiction de l'évolution quantitative de cette ressource exigent des modèles quantifiant les flux d'eau dans les différents compartiments des hydrosystèmes ainsi qu'au travers de leurs interfaces. Contrairement aux modèles hydrogéologiques classiques, nécessitant une estimation externe des flux de recharge et d'évapotranspiration, les modèles intégrés utilisent des modules internes pour calculer les flux d'eau de surface et les relier au système des eaux souterraines. Ils sont utiles pour élaborer des plans de gestion conjoints des eaux de surface et souterraines, mais aussi pour tester des scénarios prospectifs, intégrant tout particulièrement ce contexte de climat évolutif.

Toutefois, la fiabilité de ce type de modèles à l'échelle d'un bassin est, en partie, conditionnée par la quantité d'informations connues permettant de caractériser les propriétés structurales et physiques du secteur modélisé et son comportement hydrodynamique général, mais aussi par les incertitudes et densités d'échantillonnages liées à ces mesures. Il existe encore un écart important entre l'échelle locale, à laquelle la plupart des observations sont réalisées, et l'échelle du bassin, à laquelle les décisions de management et de gestion sont prises. L'estimation des paramètres est une question récurrente pour les modèles à l'échelle du bassin où les valeurs des paramètres doivent être dérivées d'un ensemble limité d'observations de terrain. Cependant, bien que les méthodes inverses soient un domaine de recherche actif depuis quelques décennies, leur mise en application n'est pas encore suffisamment simple et robuste pour être couramment adoptée dans les études pratiques des aquifères régionaux. Ces problèmes peuvent être liés au nombre important de paramètres impliqués dans les modèles (Wu et al., 2014) et à la dépendance de l'inversion des paramètres souterrains aux recharges calculées par le modèle de surface (Erdal and Cirpka, 2016; Doble and Crosbie, 2017). Afin de réduire l'incertitude de ces modèles intégrés, leurs paramètres doivent être calibrés plus précisément, grâce à une procédure d'étalonnage spécifique.

Flipo et al. (2012) a introduit une stratégie d'étalonnage par étapes des modèles d'hydrosystèmes dans laquelle les paramètres de surface et souterrains sont inversés séparément, afin de tenir compte de leur dépendance. Dans cette procédure, les deux modules respectifs (*i.e.* surface et souterrain) sont optimisés itérativement jusqu'à ce que le jeu de paramètres calibré reproduise à la fois les niveaux d'eau souterraine observés et les débits des rivières. Cependant, même si cette stratégie d'étalonnage par étapes a prouvé son efficacité dans la calibration de modèles intégrés (Flipo et al., 2012; Pryet et al., 2015), certains aspects restent critiques tels que la charge de calcul pour mener la procédure itérative et le biais potentiel dans la simulation du bilan de surface.

Ce chapitre présente une amélioration de la méthode de calibration proposée par Flipo et al. (2012) avec notamment l'utilisation de la méthodologie HYMIT (*HYdrological MInimalist Transfer function*) développée par Schuite et al. (2019) afin d'améliorer la calibration du bilan d'eau de surface et par conséquent l'estimation de la recharge des aquifères. Cette procédure a été appliquée sur le bassin des Avenelles, car celui-ci comporte une distribution conséquente de chroniques de données observées, enregistrées par l'IRSTEA (banque de données BDOH ORACLE - Tallec et al. (2015)) et par MINES ParisTech (hydro-frequency - Rivière et al. (2018)) dans le cadre du programme PIREN-Seine. La plateforme CAWAQS (Chapitre 3) a été utilisée afin de modéliser les processus hydrodynamiques au sein de l'hydrosystème. Cette méthodologie, initialement développée et validée sur le bassin de la Seine, a permis d'établir des liens entre ses variables intrinsèques et les paramètres de calibration de la plateforme CAWAQS. Cette réévaluation du bilan de surface a pu améliorer la calibration du système souterrain et permettre de reformuler le bilan d'eau d'ensemble du bassin.

2 Le bassin expérimental des Avenelles

Le bassin versant des Avenelles (Figure 3.1) constitue un site expérimental et de recherche, partie intégrante des sites ateliers de longue date du D français des observatoires de recherche environnementale GIS ORACLE (Loumagne and Tallec, 2013; Tallec et al., 2015) et OZCAR (Gaillardet et al., 2018). Le bassin profite et permet également des recherches du programme PIREN-Seine (Billen et al., 2007) et de la FIRE (Fédération Ile de France de Recherche en Environnement) ainsi que des infrastructures CRITEX qui permettent des mesures hautes et basses fréquences des variables hydrologiques, hydrogéologiques et biogéochimiques.

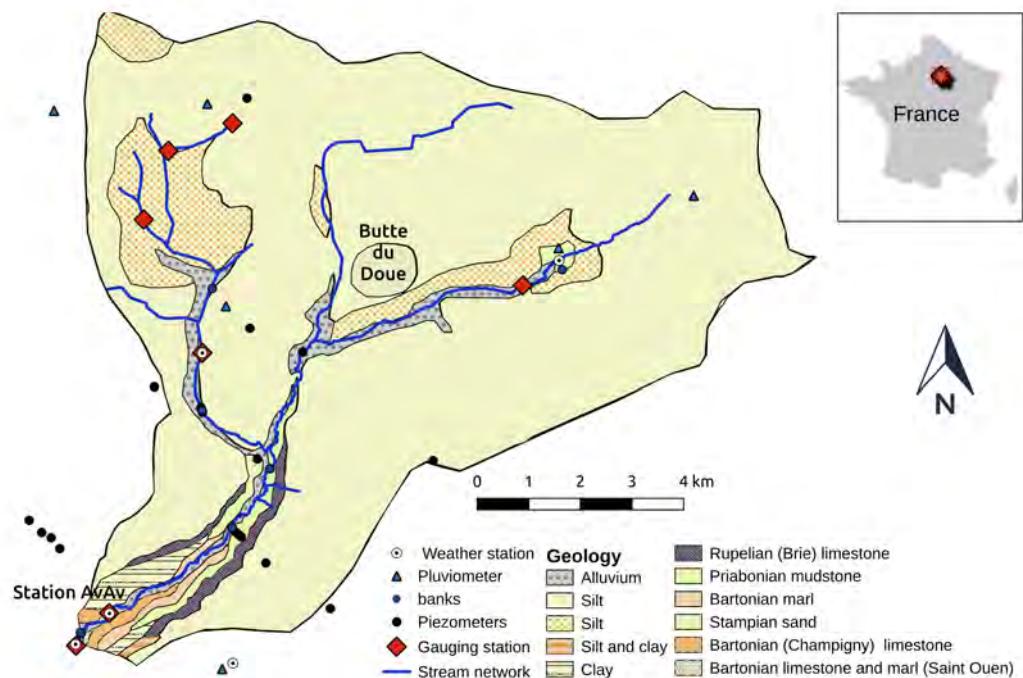


FIGURE 3.1. Carte géologique et localisation des équipements de monitoring du bassin : piézomètres, stations hydrométriques et météorologiques.

Ce sous-bassin versant, d'une surface de 46 km², situé à 70 km à l'est de Paris, intègre celui de la Seine. L'occupation du sol s'y décompose en 81% de terres agricoles, 18% de forêts et 1% de zones urbaines (Loumagne and Tallec, 2013; Flipo et al., 2007b). L'altitude varie de 188 m sur la butte du Doue à 80 m à l'exutoire du bassin.

Ce secteur intègre un système aquifère multicouche composé de deux formations géologiques principales : l'Oligocène et l'Éocène supérieur (Mégnien, 1980; Mégnien, 1983). L'Oligocène regroupe les formations des sables de Fontainebleau (Stampien supérieur), des calcaires et meulières de Brie (Stampien inférieur), des argiles et marnes vertes (Stampien inférieur). L'Éocène supérieur, lui, agglomère un ensemble d'horizons géologiques dont ceux des marnes supragypseuses, des calcaires de Champigny et des marnes infragypseuses du Lydien, des calcaires de Saint-Ouen ainsi que des sables de Beauchamp (Mégnien, 1970, 1979). Dans la suite de cette étude, nous regroupons les sables de Fontainebleau (Stampien supérieur), les calcaires et meulières de Brie (Stampien inférieur) dans l'aquifère de Brie et les calcaires de Champigny et les calcaires de Saint-Ouen dans l'aquifère du Champigny.

La majeure partie du bassin est recouverte d'une couche de loess d'une épaisseur variant entre 2 et 5 m environ. Cette couche est majoritairement constituée de dépôts éoliens quaternaires faits de lentilles de sable et de limon peu perméables. Sur ce secteur, la nappe de Brie est libre et perchée, reposant sur le semi-perméable des marnes vertes. Celle-ci est alimentée par percolation des eaux de pluie à travers les formations quaternaires limoneuses superficielles (Mégnien, 1970). La formation de Brie est très hétérogène et constituée d'une alternance de blocs de meulières. La nappe de Champigny, elle, est semi-captive. Ces deux unités aquifères sont séparées par un aquitard marno-argileux.

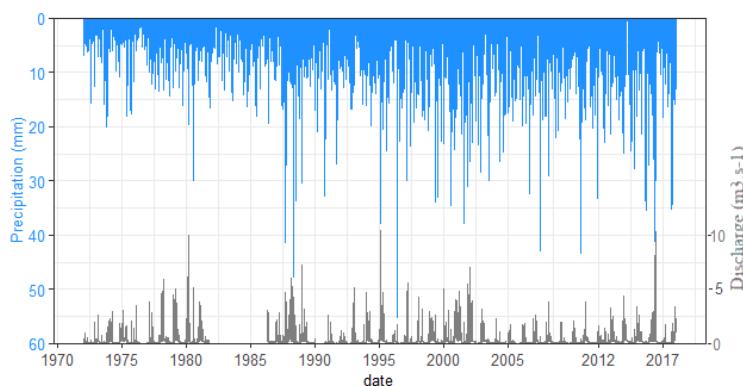


FIGURE 3.2. *Chronique des précipitations totales journalières et de débits à la station des Avenelles*

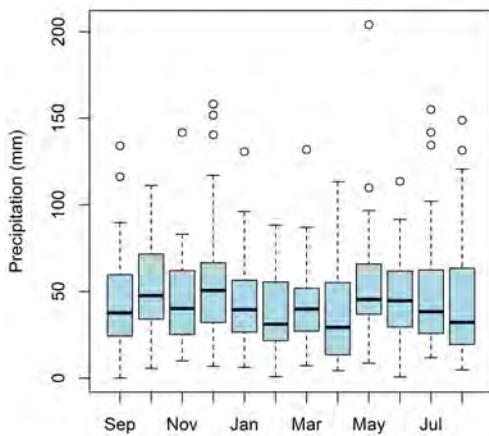


FIGURE 3.3. Précipitations mensuelles moyennes interannuelles sur la période 1972-2017 sur l’ensemble du domaine.

Le réseau de mesure du bassin versant est constitué de stations météorologiques, de stations limnimétriques jaugées à l'exutoire de chaque sous bassin, de stations pluviométriques réparties sur tout le bassin, de piézomètres ainsi que de capteurs d'humidité du sol à différentes profondeurs (Figure 3.1). Les données sont stockées dans deux bases de données; la Base de Données des Observatoires en Hydrologie d'IRSTEA (BDOH ORACLE, [Tallec et al. \(2015\)](#)) et la base de données hydro-frequency des Mines ([Rivière et al., 2018](#)). Le bassin des Avenelles dispose de longues séries de données dont les premières ont débuté en 1962.

Le bassin est soumis à un climat océanique tempéré. La pluviométrie annuelle y est d'environ 658 mm. La température moyenne de l'air est d'environ 10 °C avec des valeurs minimales de l'ordre de 4 °C en hiver et maximale de l'ordre de 19 °C en été. La figure 3.2 présente les chroniques journalières de la pluie totale et du débit de la station des Avenelles. L'histogramme de la pluie totale mensuelle du bassin de 1972 à 2017 est présenté en Figure 3.3. La pluie mensuelle moyenne est très homogène toute l'année (40-50 mm mois⁻¹). Les valeurs extrêmes interviennent soit pendant les périodes hivernales de décembre à février, soit à la fin du printemps (mi-juin).

3 Modélisation des écoulements au sein de l'hydrosystème Avenelles

3.1 Application de la plateforme CAWAQS au bassin des Avenelles

La figure 3.4 présente synthétiquement la structure de la plateforme CAWAQS. Les concepts qui y sont implémentés sont largement détaillés dans le chapitre 3. L'application du modèle CAWAQS au bassin des Avenelles, précédemment présentée dans le rapport de [Rivière et al. \(2015\)](#), a été mise à jour par [Rivière et al. \(2016\)](#); [Rivière et al. \(2017\)](#) avec l'ajout de la couche de colluvions et la diminution du nombre de fonctions de production de surface. Le bilan d'eau de surface a été recalibré par [Séraphin et al. \(2018\)](#). Les champs de paramètres de ces modèles ont été utilisés comme les champs priors de la calibration réalisée dans cette étude.

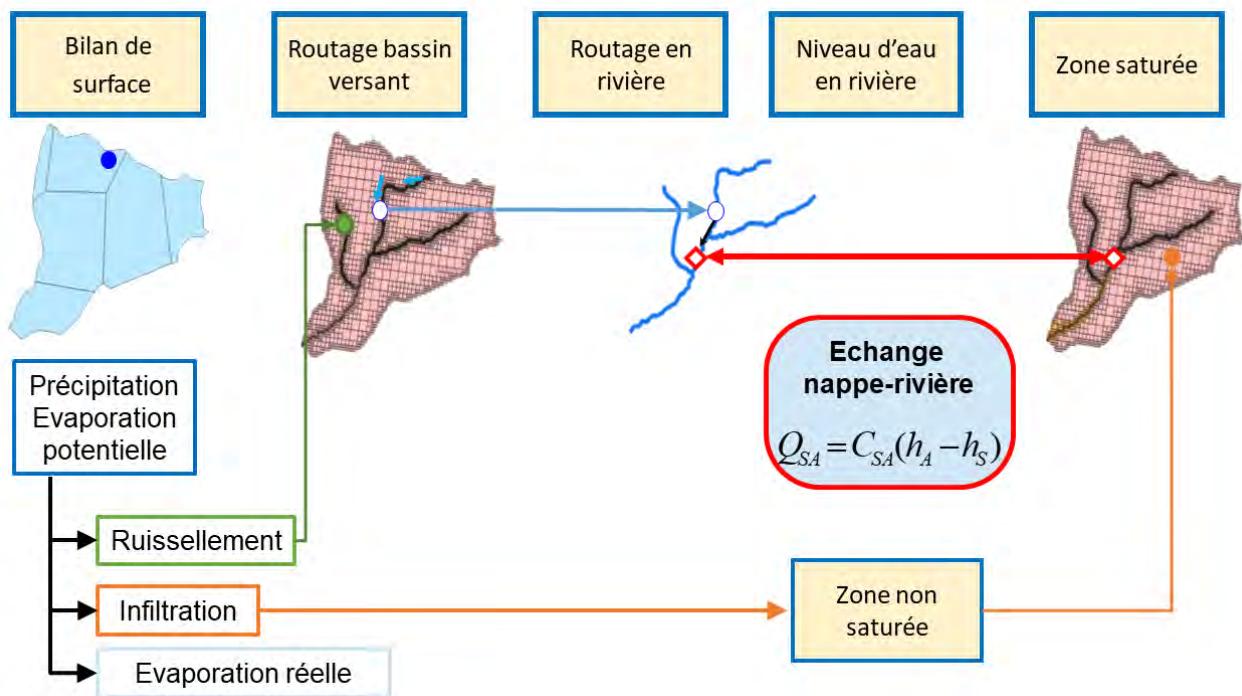


FIGURE 3.4. principaux processus implémentés au sein de la plateforme de modélisation CAWAQS

3.1.1 Construction du modèle

(a) Module de surface

La délimitation des 19 sous-bassins élémentaires (de surface comprise entre 0,1 et 16,2 km²) a été déterminée grâce au MNT de résolution spatiale de 5 m (IGN RGE ALTI v2.0 retraité par OSUR Géosciences Rennes). La zonation des fonctions-production (Chapitre 3) a été créée en croisant la carte d'occupation des sols (Corine Land Cover 2012 - [Bossard et al. \(2000\)](#)), qui distingue principalement les zones forestières et les zones de culture, avec la carte géologique de [Lorenz et al. \(1989\)](#), fournissant la nature des différents types de sols du bassin.

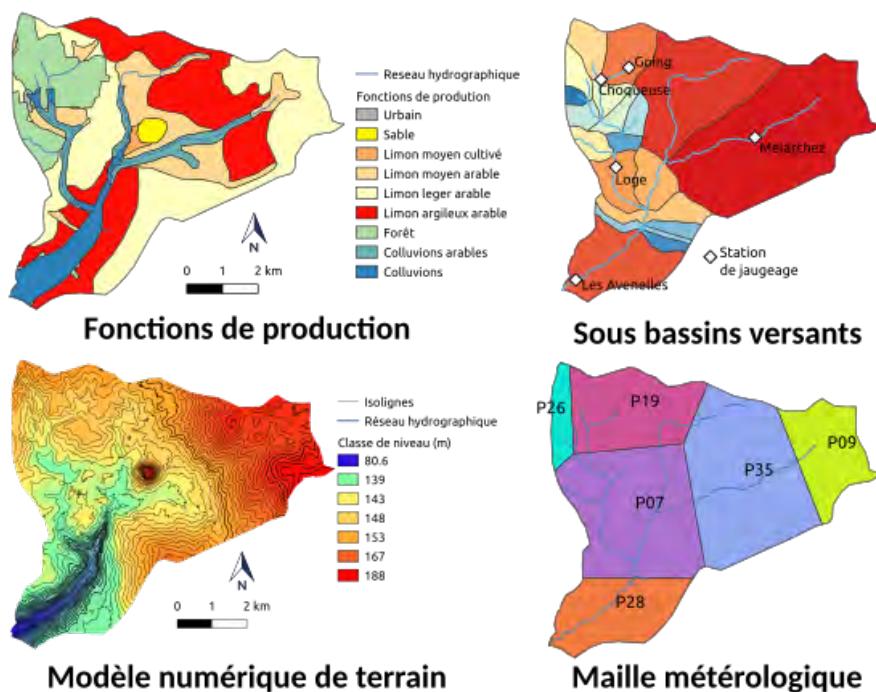


FIGURE 3.5. Maillages et physiographie du domaine de surface de l'application

Il en résulte 8 fonctions-production (Figure 3.5). La répartition surfacique du domaine par fonction s'établit comme suit : limon léger arable (32,5 %), limon argileux arable (27,7 %), limon moyen arable (14,3 %), forêt (12,1 %), colluvions (6,8 %), colluvions arables (5,0 %), limon moyen moyen sous culture (0,4 %) et sable (1,1 %). La zonation météorologique a été créée par la méthode des polygones de Thiessen en fonction de la position des stations pluviométrique de la BDOH ORACLE (Tallec et al., 2015).

(b) Module hydraulique

Le réseau hydrographique provient de la base de données Carthage (IGN, 2006). Celui-ci a été redéfini afin d'assurer une continuité entre les différents biefs de la rivière. Ce réseau comporte 1414 mailles (Figure 3.6) dont chacune est définie en fonction de sa correspondance avec les mailles du modèle souterrain.

Les propriétés morphologiques du cours d'eau sont renseignées à l'échelle de chacun de ces éléments comme l'altitude du lit de la rivière, la largeur de la section, etc. Par manque d'informations globales sur l'ensemble du réseau hydrographique, ces paramètres sont calculés indirectement via l'utilisation du modèle numérique de terrain (MNT) à 5 m, tout en intégrant localement des informations ponctuelles obtenues grâce au géoréférencement des équipements et stations de mesure en rivière réalisée en décembre 2018.

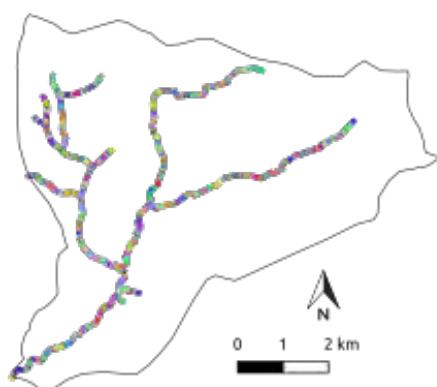


FIGURE 3.6. Mailles constituant le réseau hydrographique

(c) Module souterrain

Le système aquifère a été conceptualisé par les trois couches aquifères du domaine : les colluvions ainsi que l'aquifère de Brie et l'aquifère du Champigny. Le maillage du modèle a été construit à l'aide du mailleur Qgridder fonctionnant sous QGIS (Pryet et al., 2014). Le domaine du modèle a été discréteisé en 12 411 mailles en trois couches (Figure 3.7) ; 1 665 mailles pour la couche de colluvion, 6 465 mailles pour la couche représentant l'aquifère de Brie et 4 282 mailles représentant la couche aquifère du Champigny. La discréteisation des mailles est plus fine proche du réseau hydrographique ainsi qu'en bordure du modèle. Cinq niveaux de discréteisation, allant de 400×400 m à 25×25 m ont été utilisés pour construire le maillage. Chaque maille est définie par sa valeur de transmissivité, son coefficient de stockage et son épaisseur (Chapitre 3). La profondeur des couches est extraite du modèle géologique du BRGM (Lorenz et al., 1989).

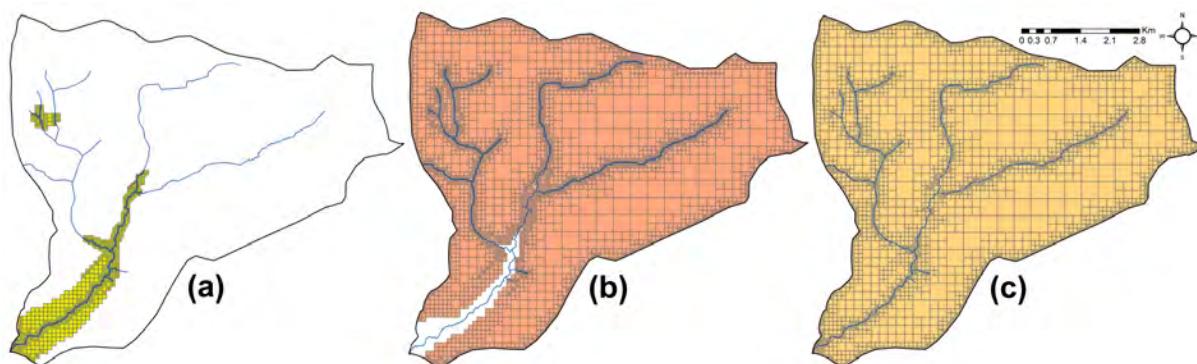


FIGURE 3.7. Discréteisation des couches aquifères de l'application du bassin des Avenelles : (a) colluvions, (b) aquifère de Brie et (c) aquifère du Champigny.

3.1.2 Conditions initiales et conditions aux limites

Les données climatiques d'entrée du modèle (*i.e.* précipitations et évapotranspiration potentielle - ETP) sont fournies par les 6 stations météorologiques déployées sur le bassin et mises à disposition dans la BDOH ORACLE, plus complétées en cas de lacunes par les données provenant des réanalyses SAFRAN (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010).

Les conditions aux limites entre les couches aquifères et le système hydrographique sont des conditions mixtes dites de Robin (Jazayeri and Werner, 2019). Pour la couche de l'aquifère de Brie, les bordures du bassin ont une condition de flux nul. Ceci se fonde sur l'hypothèse que le bassin versant topographique superpose le bassin versant hydrogéologique. Les lignes de sources sont imposées par des conditions de Dirichlet correspondant à la cote topographique.

3.2 Méthodologie de calibration

Les oscillations climatiques à grande échelle induisent de grandes variations périodiques du stock et des flux des eaux de surface et souterraines (Massei et al., 2010). Ces variations sont stationnaires au cours de grandes périodes hydroclimatiques pluriannuelles, comme l'Oscillation de l'Atlantique Nord (NAO - (Massei et al., 2010)). Au cours d'une grande période climatique, les variations de stock dans les compartiments souterrains et de surface peuvent donc être négligées. De ce fait, le débit q à l'exutoire est équivalent à la quantité d'eau totale produite p_e . (Massei et al., 2010) a identifié un cycle de 17 ans associé aux oscillations de l'Atlantique Nord (NAO) sur les débits des cours d'eau de la Seine. Par conséquent, la calibration a été réalisée sur une période de 17 ans.

Dans l'objectif de modéliser de façon couplée, les flux et écoulements d'eau de surface et souterraine d'un hydrossystème, la mise en œuvre d'une application CAWAQS requiert, outre sa construction proprement dite (Section 3.1), la calibration de trois ensembles de paramètres, respectivement relatifs aux différents modules conceptualisant le comportement des compartiments du système (Chapitre 3), dont :

- les paramètres contrôlant le bilan d'eau de surface (*i.e.* calcul de l'ETR (paramètres *CRT*, *DCRT*), fractionnement de la pluie efficace (*FN*) entre lames d'eau ruisselées et infiltrées, dynamiques globales du ruissellement (*CQR*) et de l'infiltration (*CQI*), des n (ici 8) fonctions-production utilisées pour décrire l'hétérogénéité du bassin versant modélisé en termes d'occupations du sol et des faciès géologiques (Chapitre 3),
- pour la zone non saturée, deux paramètres spatialement distribués selon la nature géologique du sol ainsi que la variation spatiale supposée de l'épaisseur de la zone non saturée (nombres de réservoirs constitutifs de la cascade de Nash et coefficients de vidange associés (Chapitre 3),
- la transmissivité T , le coefficient d'emmagasinement S , la drainance D et la conductance C (régulant les échanges entre unités aquifères affleurantes et domaine de surface - flux de débordement de nappe et échanges nappe-rivière) de chaque maille de chaque couche aquifère.

Dans le cadre de cette calibration, la conductance de l'interface nappe-rivière n'a pas été recalibrée. Une valeur constante a été imposée sur le réseau hydrographique. Les valeurs du modèle de Rivière et al. (2016) n'ont pas été utilisées. Une nouvelle calibration de la calibration va avoir lieu d'ici la fin 2020 à l'aide des calibrations des stations MOLONARI (Chapitre 5) avec l'intégration des nouvelles données acquises et la validation avec les mesures biogéochimiques. La calibration du modèle a été réalisée selon les trois étapes suivantes :

- la calibration du bilan de surface qui repose sur la caractérisation *a priori* de la réponse du bassin versant aux sollicitations climatiques à partir de données hydrologiques et une analyse fréquentielle réalisées avec la méthodologie HYMIT (*HYdrological MInimalist Transfer function*) développée par Schuite et al. (2019)
- calibration du champ de transmissivité pour l'aquifère de Brie par la méthode d'inversion automatique de données piézométriques Invpiez (Lotteau, 2010; Flipo et al., 2012),
- complétion par essai-erreur pour améliorer la calibration des paramètres.

3.2.1 Fonctions objectif

Les fonctions objectif sont évaluées sur les débits de rivière (BDOH ORACLE) et les données piézométriques (BDOH ORACLE et hydro-frequency). Les données des stations MOLONARI n'ont pas été utilisées (Chapitre 5, mais elles le seront pour la prochaine amélioration de la calibration. Les performances des calibrations ont été évaluées par le calcul de plusieurs critères statistiques dont :

- le critère de Nash (Nash and Sutcliffe, 1970) est une fonction objectif couramment utilisée pour les débits des rivières. (Équation (3.69)). La calibration des paramètres est considérée correcte pour une valeur supérieure à 0,5 et très satisfaisante pour une valeur au-dessus de 0,7. Néanmoins, ce critère a tendance à donner une grande importance aux écarts entre les débits de crue simulés et observés. Aussi, il est nécessaire de ne pas se limiter à l'étude de cette fonction objectif si l'on souhaite travailler à la fois sur des périodes de crues et d'étiages. Une formulation complémentaire (Équation (3.70)) utilisant le logarithme est également utilisée. Ce dernier donne plus d'importance aux étiages.

$$Na = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_i^{obs} - X_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^N (X_i^{obs} - \bar{X}^{obs})^2} \quad (3.69) \quad Na_{LN} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\ln(X_i^{obs}) - \ln(X_i^{sim}))^2}{\sum_{i=1}^N (\ln(X_i^{obs}) - \ln(\bar{X}^{obs}))^2} \quad (3.70)$$

avec (X_i^{obs} la valeur des débits observée, X_i^{sim}) ,la valeur des débits simulés, i un pas de temps de calcul donné, $\overline{X^{obs}}$ et $\overline{X^{sim}}$, les moyennes respectives des séries observées et simulées, N , le nombre de couples de valeurs simulées observées disponibles à un point d'observation donné,

- les fonctions objectif utilisées pour la calibration des charges hydrauliques sont l'erreur quadratique moyenne (RMSE :*Root Mean Squared Error*, Équation (3.71)) et le biais moyen (Équation (3.72)).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i^{sim} - X_i^{obs})^2}{N}} \quad (3.71)$$

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i^{sim} - X_i^{obs}) \quad (3.72)$$

- les dynamiques des chroniques de débits et de charges hydrauliques simulées sont évaluées par le coefficient de corrélation γ (Équation (3.73)), le ratio des écarts-types R_S (Équation 3.74) et le KGE (*Kling-Gupta efficiency*, Gupta et al. (2009); Kling et al. (2012) (Équation (3.75)). La calibration est jugée satisfaisante pour des valeurs de γ supérieurs à 0,7 et des valeurs R_S et de KGE proche de 1. Une valeur de R_S supérieure (resp. inférieure) à 1 indique une surestimation (resp. sous-estimation) de la variabilité temporelle par les jeux de paramètres utilisés dans le modèle.

$$\gamma = \frac{1}{N\sigma_{obs}\sigma_{sim}} \sum_{i=1}^N (X_i^{obs} - \overline{X^{obs}})(X_i^{sim} - \overline{X^{sim}}) \quad (3.73)$$

avec σ_{obs} et σ_{sim} , les écarts-types des séries de valeurs observées et simulées.

$$R_S = \frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i^{sim} - \overline{X^{sim}})^2}{\sum_{i=1}^N (X_i^{obs} - \overline{X^{obs}})^2}} \quad (3.74)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(\overline{X_{sim}}/\overline{X_{obs}} - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (3.75)$$

Avec α la variabilité du modèle $\alpha = (\sigma_{sim}\overline{X_{obs}}) / (\overline{X_{sim}}\sigma_{obs})$.

3.2.2 Calibration des paramètres du bilan hydrologique de surface

(a) Principes

La méthodologie HYMIT (*HYdrological MInimalist Transfer function*) repose sur une analyse spectrale. Cette analyse permet et par conséquent d'en déterminer ses propriétés. Cette méthodologie est une amélioration des travaux de Gelhar (1974) et Molénat et al. (1999) avec la prise en compte des écoulements dans la zone non saturée (Schuite et al., 2019). HYMIT est composée de plusieurs fonctions de transfert permettant de décrire le comportement des différents compartiments de l'hydrosystème (Figure 3.8). Elle intègre : le transfert de la pluie effective à la recharge des nappes à travers la zone non saturée, les écoulements souterrains suivant le modèle de Dupuit et une composante de débordement. La représentation de l'écoulement dans la zone non saturée est formalisée par une cascade de Nash.

L'analyse spectrale considère un signal d'entrée $g(t)$, non plus comme une fonction temporelle, mais comme une somme infinie de sous-signaux, individuellement caractérisés par des périodes et des amplitudes différentes. De fait, à ce signal $g(t)$ est associé une variable de Fourier, notée $\hat{G}(\nu)$, telle que définie dans l'Équation (3.76) (Priestley, 2003) dans laquelle $i^2 = -1$ et ν représente la fréquence du sous-signal considéré.

$$\hat{G}(\nu) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t)e^{-2\pi i\nu t} dt \quad (3.76)$$

La conceptualisation du fonctionnement de la zone non saturée par la cascade de Nash (ou réservoirs en série) est une approximation de premier ordre satisfaisante des processus de transfert dans les sols (Besbes and De Marsily, 1984; Cao et al., 2016; Wu et al., 1997). Le taux de recharge $r(t)$ est une convolution temporelle d'une fraction $(1 - \beta)$ de la pluie efficace $p_e(t)$ (signal d'entrée) (Équation (3.77)).

$$r(t) = (1 - \beta) \int_{-\infty}^{+\infty} \Phi(\tau) p_e(t - \tau) d\tau \quad (3.77)$$

où β désigne la fraction ruisselée issue de la pluie efficace et $\Phi(t)$ (Équation (3.78)) représentant la fonction de réponse de la zone non saturée à cette même pluie efficace (Besbes and De Marsily, 1984).

$$\Phi(t) = \frac{1}{k(n-1)!} \left(\frac{t}{k} \right)^{n-1} e^{-t/k} \quad (3.78)$$

n est le nombre de réservoirs de la cascade de Nash et k est le coefficient de vidange. La transformée de Fourier de $\Phi(t)$ est alors dérivée, ce qui donne :

$$\hat{\Phi}(\nu) = \frac{s^n}{(2\pi i\nu + s)^n} \quad (3.79)$$

avec $s = 1/k$. Cette fonction (3.79) est similaire au modèle de réservoir linéaire dans le sens où à basse fréquence, elle tend vers 1 et dégrade le signal pour les hautes fréquences. Plus il y a de réservoirs, plus le signal est dégradé à haute fréquence. Par conséquent, l'Équation (3.77) peut être réécrite dans le domaine de Fourier :

$$r(\nu) = (1 - \beta)\hat{\Phi}(\nu)\hat{p}_e(\nu) \quad (3.80)$$

Molénat et al. (1999) ont ajouté l'effet d'un débordement rapide au débit de la rivière au modèle de Dupuit. Cette composante peut être interprétée soit comme un ruissellement de surface, soit comme un écoulement rapide des eaux souterraines, comme dans les cavités karstiques. Une fraction de β de la pluie efficace peut atteindre la rivière immédiatement. Le débit de la rivière q peut donc s'exprimer dans le domaine de Fourier de la façon suivante :

$$q(\nu) = \hat{\Psi}(\nu)\hat{r}(\nu) + \beta\hat{p}_e(\nu) \quad (3.81)$$

avec $\hat{\Psi}(\nu)$ le transfert de la recharge au débit de la rivière. Celui-ci s'exprime dans le domaine de Fourier comme suit :

$$|\hat{\Psi}(\nu)|^2 = \frac{T}{2\pi SL^2} |\tanh(kL)|^2 \quad (3.82)$$

avec T la transmissivité de l'aquifère ($m^2.s^{-1}$), S est le coefficient de stockage de l'aquifère (-), L la longueur caractéristique de l'aquifère (m) et $k = \sqrt{\frac{2\pi\nu S}{T}}$ Par conséquent :

$$\hat{q}(\nu) = (1 - \beta)\hat{\Phi}(\nu)\hat{p}_e(\nu)\hat{\Psi}(\nu) + \beta\hat{\Omega}(\nu)\hat{p}_e(\nu) \quad (3.83)$$

$\hat{\Omega}(\nu)$ est la fonction de réponse impulsionale décrivant le temps de transit entre la production de ruissellement de surface et la rivière. Un modèle simple de désintégration exponentielle est pris en compte. $\lambda (j^{-1})$, est introduit pour caractériser la concentration moyenne en surface (Équation (3.84)).

$$\hat{\Omega}(\nu) = \frac{\lambda}{2\pi i\nu + \lambda} \quad (3.84)$$

À l'échelle de l'hydrosystème entier, HYMIT conceptualise ainsi la transformation de la pluie efficace par le bassin en débit de rivière et en charge hydraulique par le produit de convolution (3.85) (Schuite et al., 2019), dans lequel les variables \hat{I} et \hat{O} désignent respectivement les transformées de Fourier des signaux d'entrée et de sortie. χ (Équation (3.86) et Figure 3.8) est par la suite appelée *fonction de transfert HYMIT*. Cette fonction χ traduit ainsi les transformations opérées par les trois compartiments principaux de l'hydrosystème ; Φ pour la zone non saturée, Ψ pour la nappe et Ω pour la subsurface.

$$\hat{O}(\nu) = \chi(\nu)\hat{I}(\nu) \quad (3.85) \quad \chi = (1 - \beta)\Phi\Psi + \beta\Omega \quad (3.86)$$

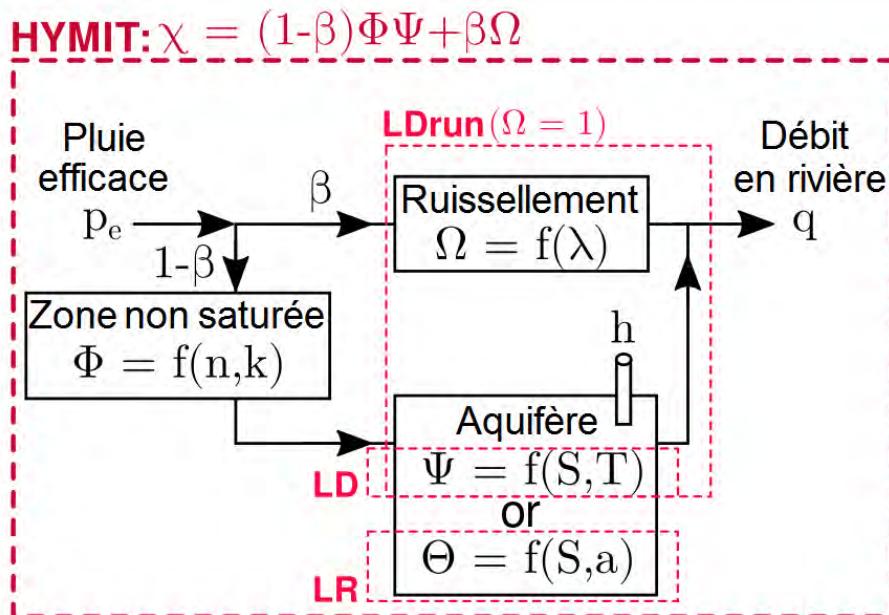


FIGURE 3.8. Principe de conceptualisation d'un hydrosystème selon l'approche HYMIT (Schuite et al., 2019). Le paramètre a fait référence à la porosité efficace du compartiment aquifère : β est la fraction ruisselée et $(1 - \beta)$ représente la fraction s'infiltrant vers l'aquifère, $\lambda (j^{-1})$ est le coefficient de récession du ruissellement, n est le nombre de réservoirs qui constituent la cascade de Nash de la zone non saturée, $k (j^{-1})$ est la constante de vidange de ces réservoirs et T et S représentent respectivement la transmissivité ($m^2.s^{-1}$) et l'emmagasinement de l'aquifère.

(b) Application

L'analyse en fréquences des chroniques journalières de débits des stations de jaugeages (*La Loge, Choqueuse, Mélarchez, Goins et Les Avenelles*) a été réalisée sur les périodes de données disponibles (Figure 3.5).

L'estimation des paramètres caractérisant la physique du bassin (β , λ , n , k et D) depuis un signal de pluie efficace et de ces données de débits est réalisée par résolution d'un problème inverse *i.e.* déconvolution par utilisation de la fonction de transfert χ . Cette étape a permis de déterminer les jeux de paramètres caractérisant le comportement de l'hydrosystème. Cette inversion est réalisée par utilisation du package open-source *MCMCstat* (Markow-Chain Monte-Carlo) (Gallagher et al., 2009; Haario et al., 2006).

Trois algorithmes d'optimisation HYMIT-MCMC, développés sous environnement MATLAB (Schuite, 2019) ont ici été adaptés pour les rendre applicables au bassin des Avenelles. Ceux-ci permettent successivement :

- d'estimer, de manière spatialisée les couples de paramètres (*CRT*, *DCRT*) de CA-WAQS le partage de la lame d'eau précipitée entre l'ETR et de la pluie efficace p_e pour les 8 fonctions-production décrivant les propriétés de la subsurface du bassin versant (Figure 3.5),
- de déterminer les jeux de paramètres β et λ d'HYMIT de chaque sous-bassin versant amont des stations de jaugeage, à partir la pluie efficace estimée lors de l'étape précédente,
- de calibrer le paramètre CAWAQS *FN* contrôlant le fractionnement de la pluie efficace entre infiltration et ruissellement, pour chacune des fonctions-production (Figure 3.5), sur la base du paramètre β d'HYMIT.

Les paramètres *CRT*, *DCRT* et *FN* sont directement estimés à l'échelle de chaque fonction-production et ne nécessitent donc aucune respatialisation supplémentaire. Le paramètre CAWAQS *CQR* est équivalent au paramètre HYMIT λ . Celui-ci est fourni par HYMIT à l'échelle de chaque bassin amont des stations de jaugeage selon chaque fonction de production. La calibration du réservoir de ruissellement a été faite par une méthode d'essai-erreur. Dans tous les cas, CQI est égal à 1.0 afin de bypasser le réservoir d'infiltration qui n'a pas d'équivalent dans HYMIT.

3.2.3 Calibration des paramètres du bilan d'eau souterraine

Dix-sept piézomètres sont présents sur le bassin. Quatorze dans eux sont utilisés dans cette étude. Neuf piézomètres sont implantés dans l'aquifère de Brie et 5 au sein des colluvions. Aucun ouvrage ne permet, à l'heure actuelle, d'effectuer une quelconque calibration de l'aquifère du Champigny. Le champ de transmissivité du modèle est utilisé pour le champ de transmissivité de l'aquifère du Champigny de Flipo (2005).

Une précalibration du champ de transmissivités de l'aquifère du Brie à l'aide de la méthode d'inversion de données piézométriques Invpiez. Les autres paramètres ont été calibrées avec une méthode d'essai d'erreur manuelle (coefficients d'emmagasinement S , drainance D , et transmissivité des deux autres aquifères).

(a) Estimation du champ de transmissivités de l'aquifère des Calcaires de Brie par méthode d'inversion par estimation successive des flux

(a) Principe

La méthode invpiez consiste à calibrer la transmissivité en régime permanent en prenant une recharge constante et en utilisant une carte piézométrique de référence préétablie. Fondée sur une approche d'inversion par estimation successive des flux (Pasquier, 2005; Pasquier and Marcotte, 2006), l'idée directrice du code de calcul Invpiez (Lotteau, 2010; Flipo et al., 2012) repose sur la comparaison des gradients hydrauliques de la piézométrie simulée par le modèle CAWAQS en régime permanent avec ceux issus de la carte piézométrique de référence. Le résultat de cette comparaison est alors utilisé pour réactualiser localement le champ de transmissivités ainsi déterminé.

Pour ce faire, les gradients hydrauliques provenant de la carte piézométrique de référence sont calculés pour chaque élément du maillage support de l'inversion. À chaque itération i de calcul (Figure 3.9), un régime permanent solution de l'équation de diffusivité (Chapitre 3) est calculé à partir du champ de transmissivité de l'itération précédente $i - 1$. Le système itère jusqu'à ce que la différence entre les charges simulées et observées est inférieure à 0.1 m.

Cette méthode permet d'obtenir des ordres de grandeur de la transmissivité. Il a été largement démontré dans la littérature que cette méthodologie ne permettait en aucun cas de calibrer directement les propriétés du milieu aquifère ; d'une part la recharge n'est pas constante dans le temps et d'autre part la transmissivité peut être compensée par le coefficient de stockage.

Par conséquent, il est primordial d'itérer entre des inversions invpiez (combinant alors différents champs germes de transmissivité et valeurs de recharge) et des simulations en régime transitoire CAWAQS afin d'obtenir une cohérence entre les charges hydrauliques observées et simulées.

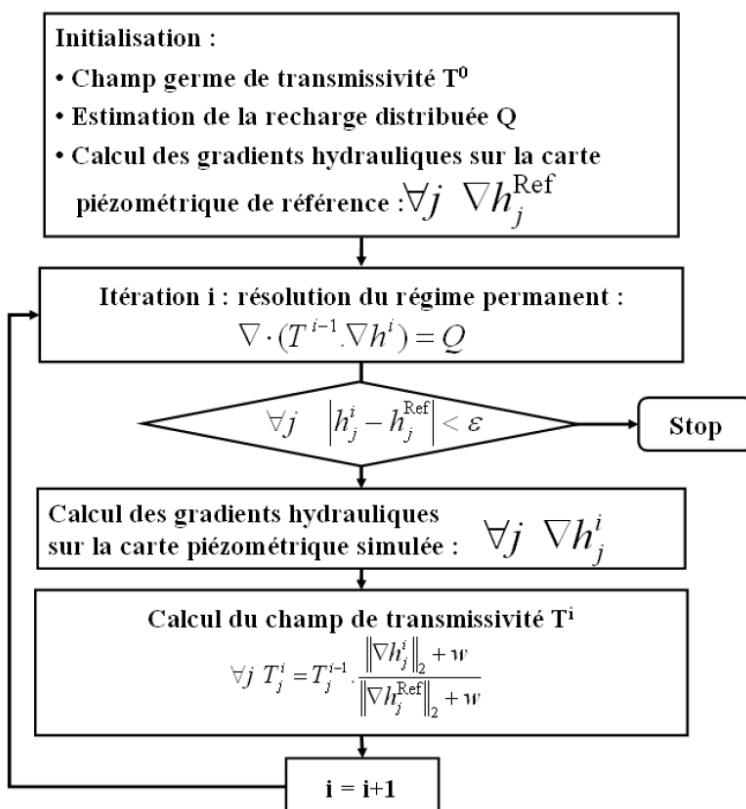


FIGURE 3.9. Algorithme du code de calcul Invpiez (extrait de Monteil (2011)). h_j^{Ref} correspond à la piézométrie de référence sur la maille j , h_j^i à la piézométrie à l'itération i pour la maille j , T^i est le champ de transmissivités de l'itération i , T_j^i sa valeur dans la maille j et w , le paramètre d'amortissement.

(b) Application

À l'échelle du bassin, cette inversion est mise en œuvre par utilisation d'un maillage régulier à cellules carrées de 50 m de côté. Plusieurs données d'entrée sont requises quant à la bonne exécution du programme, dont :

- une carte piézométrique de référence. La piézométrie des Calcaires de Brie, en période de basses eaux 2009, établie par (Mouhri et al., 2013a) est ici considérée en tant que référence. Afin de favoriser la convergence de l'algorithme d'inversion vers une solution, il a été nécessaire de préalablement lisser les extrema locaux (dôme piézométrique au niveau de la butte du Doue) (Figure 3.10a) ;

- un champ initial de transmissivités (ou champ "germe"), permettant d'initialiser le processus d'inversion. Pour cela, plusieurs champs ont été testés ; d'un champ de transmissivité uniforme à un champ issu de précédents travaux de calibration réalisés autour du modèle (Rivière et al., 2016). Le champ issu de Rivière et al. (2016) a finalement été retenu, à la faveur d'une meilleure et plus rapide convergence des calculs d'inversion ;
- la définition de conditions limites : les flux sont imposés nuls aux limites du domaine tandis que les mailles rivières, de même que les limites en bordures internes du domaine sont sous conditions de Dirichlet (Figure 3.10c) ;
- un champ de recharge (Figure 3.10b), cohérent avec le contexte hydrogéologique associé à la piézométrie de référence (ici en configuration de basses eaux) est également nécessaire au calcul du régime permanent CAWAQS. Sa définition est particulièrement capitale quant au résultat final obtenu dans la mesure où sa surestimation (resp. sous-estimation) conduira à l'obtention des valeurs de transmissivités plutôt élevées (resp. faibles) afin que le modèle évacue ou stocke l'eau.

La recharge utilisée correspond aux périodes calendaires associées au débit caractéristique VCN₃₀ (débit moyen minimal annuel calculé sur une période de 30 jours consécutifs). Pour chaque année de la période commune couverte par ces chroniques (2004-2018), les valeurs des VCN₃₀ et les périodes annuelles associées ont été déterminées. Cette valeur a été calculée à l'exutoire du bassin (stations des Avenelles - Tableau 3.1). Cette station intègre la totalité des hétérogénéités du bassin.

TABLEAU 3.1. Valeurs des VCN₃₀ calculées à la station de jaugeage des Avenelles (exutoire du bassin).
DDP : Date de Début de Période

Année	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
VCN30 (L.s⁻¹)	33.6	27.8	32.8	40.7	39.2	31.6	35.7	38.0	41.1	75.5	66.9	86.0	66.1	40.4
DDP	5 sept.	3 août	13 juil.	25 août	24 août	15 août	15 juil.	5 sept.	23 août	27 août	3 sept.	27 juil.	11 sept.	5 juil.

Sur la base des débits journaliers d'infiltration simulés par le module de surface de CAWAQS et issus des jeux de paramètres calibrés à l'aide de la méthode HYMIT et recalibrés manuellement, la recharge de l'aquifère sur ces périodes a été simulée. La recharge considérée a été calculée comme les lames d'eau, non agrégées spatialement, transmise par la zone non saturée au domaine aquifère, distribuée à l'échelle des mailles souterraines affleurantes et moyennées sur les périodes de VCN₃₀ pour les années 2004-2017 (Figure 3.10b).

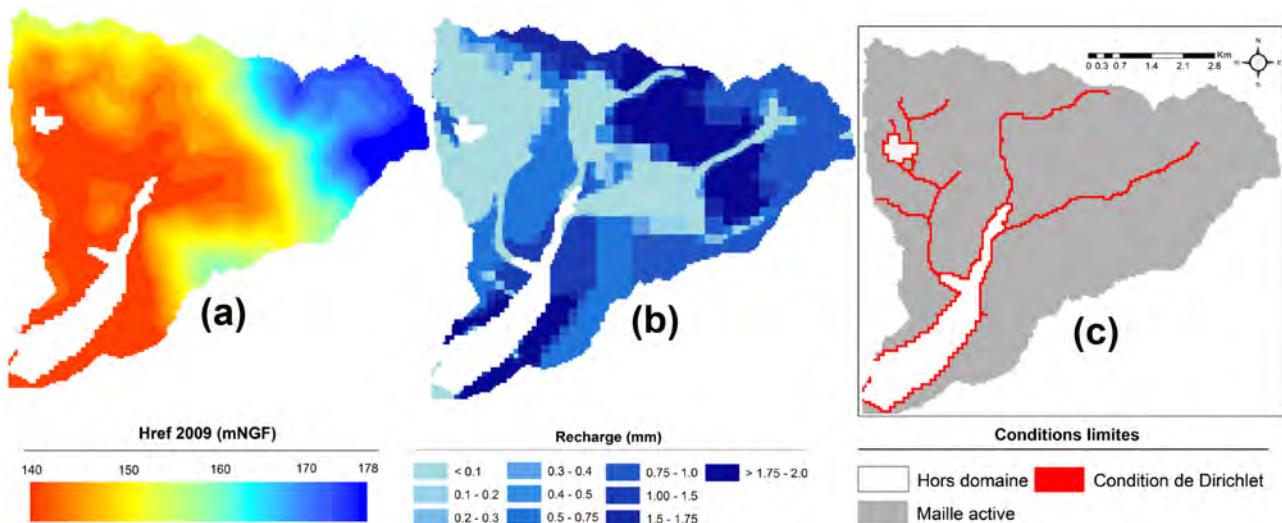


FIGURE 3.10. (a) Piézométrie de référence H^{ref} (m) pour l'aquifère de Brie, à extrema locaux lissés (configuration de basses eaux 2009). (b) Recharge spatialisée considérée pour le calcul du régime permanent associé au processus d'inversion piézométrique – Recharge moyenne calculée relativement aux périodes des VCN30 (mm) pour les années 2004-2017. (c) Localisation des mailles du domaine en charge imposée (condition de Dirichlet).

(b) Calibration par essai-erreur en régime transitoire

Cette étape est primordiale afin de calibrer et d'ajuster les paramètres hydrodynamiques des systèmes aquifères et de palier aux limitations de la méthode invpiez.

A ce stade, la dernière étape majeure consiste à compléter les résultats de l'inversion par une calibration manuelle par essai-erreur en considérant les autres aquifères explicitement décrits dans l'application (*i.e.* les colluvions et l'aquifère du Champigny). Cette calibration a été opérée en régime transitoire. Les fonctions objectif décrites dans la section 3.2.1 ont été utilisées.

4 Résultats et discussions

4.1 Calibration du bilan de surface

Les valeurs de CQR estimées par HYMIT sont trop élevées. Les crues simulées avec ces paramètres sont surestimées. Ce paramètre a donc été recalibré manuellement pour chacune des fonctions de production. Les paramètres du modèle de surface calibrés sont présentés dans le tableau 3.2. La figure 3.11 présente les valeurs des lames d'eau moyennes interannuelles, exprimées en

TABLEAU 3.2. *Géométrie des domaines des 5 stations MOLONARI*

Fonction	CRT	DCRT	R	FN	CQR	CQRMAX	CQI	CQIMAX
Colluvion arable	65.7	61.9	0	3.6	0.12	15	1.0	30
Colluvion	68.6	59.4	0	3.5	0.13	15	1.0	30
Limon argileux arable	26.2	7.5	0	1.8	0.03	30	1.0	30
Limon léger arable	45.9	13.8	0	1.7	0.01	15	1.0	25
Sable	38.7	25.4	0	6.7	0.21	85	1.0	35
Limon moyen arable	103.7	98.1	0	2.0	0.078	15	1.0	40
Limon moyen sous culture	38.5	11.3	0	2.3	0.025	15	1.0	30
Forêt	168.6	159.8	0	2.2	0.19	90	1.0	50

mm.an⁻¹ agrégées à l'échelle des mailles de surface de CAWAQS, des précipitations, de l'ETR, de l'infiltration et du ruissellement simulés pour une période de simulation d'août 1999 à juillet 2018. La figure 3.12 synthétise l'évolution annuelle de ces composantes sur cette même période.

Sur la période de simulation 1999-2018, les précipitations sont 689 mm.an⁻¹. L'ETR estimée atteint 519 mm.an⁻¹. Une pluie efficace de 170 mm.an⁻¹ est simulée. Cette lame d'eau est répartie à hauteur d'environ 48 % entre ruissellement (lame moyenne de 82 mm.an⁻¹) et 52 % infiltration (lame moyenne d'environ 88 mm.an⁻¹).

Ce premier bilan sera complété, de manière plus détaillée, sur l'ensemble de l'hydrosystème en fin de ce chapitre (Figure 3.18) après calibration du reste de l'application.

Des modifications vont être apportées afin d'améliorer l'utilisation d'HYMIT à la taille d'un petit bassin. Tout d'abord, le temps de concentration des sous-bassins est inférieur ou égal à 1 jour. Les chroniques de débits utilisées doivent être à un pas de temps horaire. Une vérification entre le temps de concentration du sous bassin de la station de jaugeage et le pas de temps de la chronique doit être fait afin de s'assurer que les données ont un pas de temps inférieur.

Des stations de jaugeage vont être ajoutées à l'analyse. Chaque station MOLONARI a été jaugée, le débit de la rivière au droit de ces cinq stations peut donc être utilisé. Ces ajouts vont permettre d'améliorer le bilan de surface.

4.2 Calibration du bilan souterrain

L'infiltration déterminée à l'aide d'HYMIT, influence grandement la calibration des paramètres hydrodynamiques du souterrain. Une ré-évaluation du bilan de surface implique forcément une réévaluation des paramètres du souterrain.

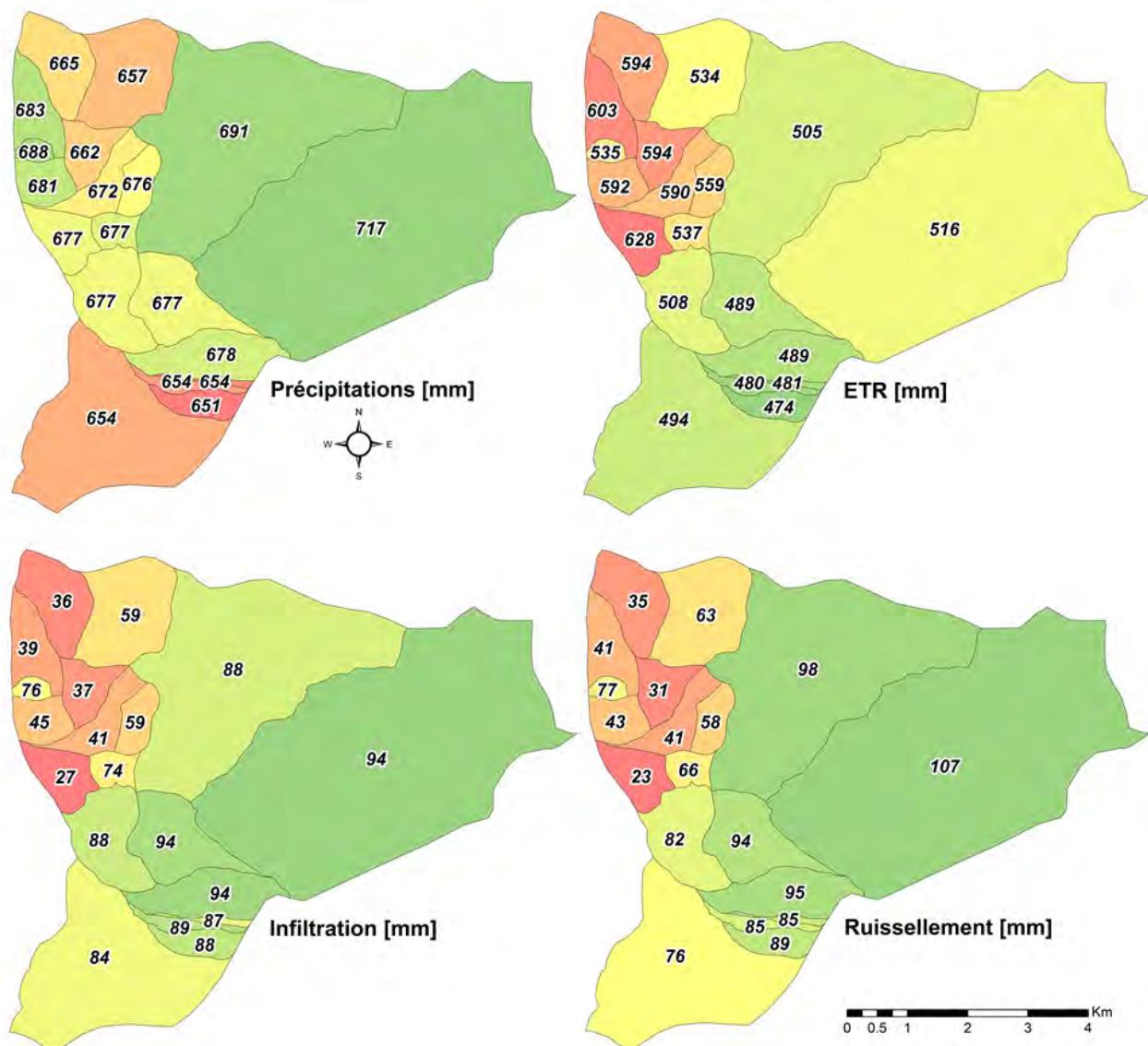


FIGURE 3.11. Lames d'eau moyennes interannuelles obtenues (exprimées en mm.an^{-1}) sur la période 1999-2018 après calibration du domaine de surface à l'aide de la méthode HYMIT.

La figure 3.13a présente les transmissivités obtenues après l'utilisation de la méthode inzpiez. Les zones les plus transmissives sont situées à proximité et sous les zones colluvionnaires. À la différence d'Invpiez qui s'appuie sur un maillage régulier, le modèle CAWAQS, lui, considère des grilles de mailles carrées emboîtées (ou maillages gigognes) (Ledoux, 1980). Une étape préalable à l'utilisation du champ de transmissivité estimé (Figure 3.13a) dans le modèle hydrogéologique consiste donc à interpoler les valeurs de transmissivité sur le maillage de CAWAQS. Cette interpolation a été faite par l'utilisation d'une moyenne harmonique. La figure 3.13b présente le champ de transmissivité pour l'aquifère de Brie après une recalibration manuelle par essai-erreur. Les cartes 3.14 et 3.15 présentent les paramètres hydrodynamiques obtenus en fin de calibration. Celles-ci seront comparées ultérieurement avec les slug tests qui ont été réalisées sur le bassin.

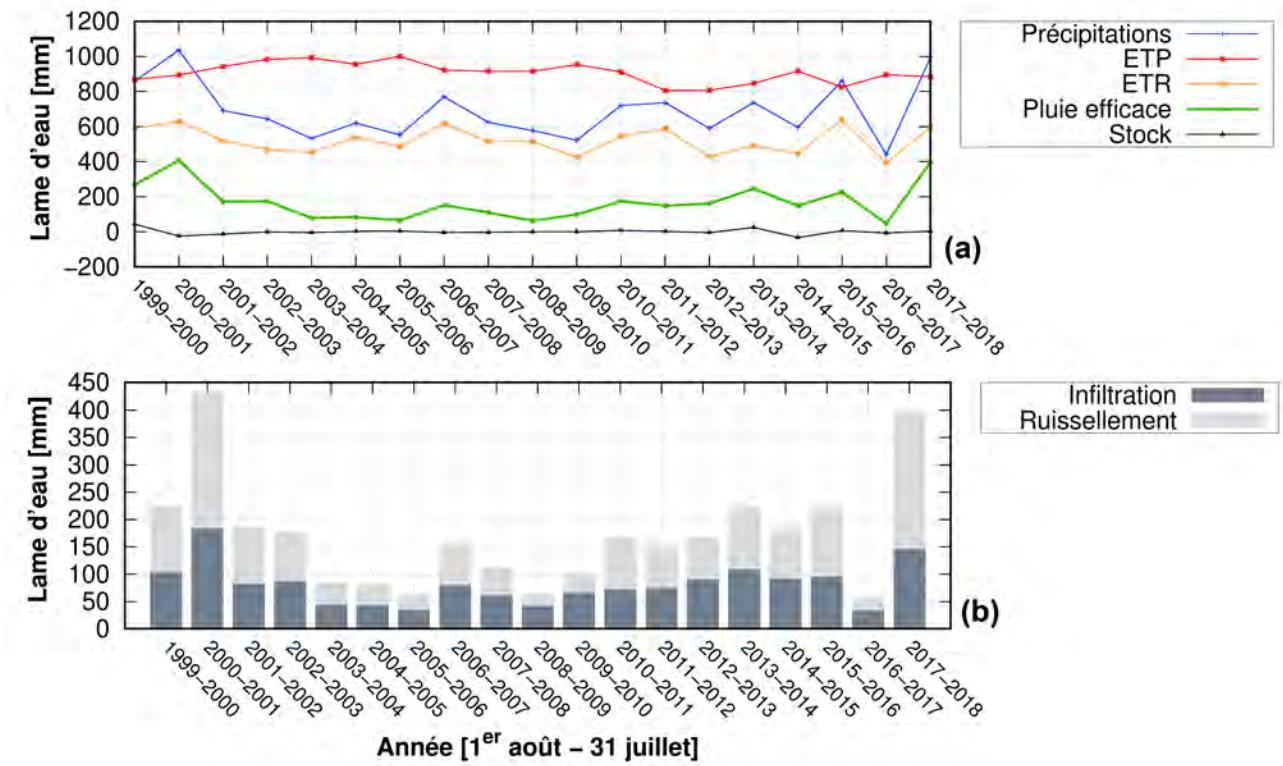


FIGURE 3.12. Évolutions annuelles de l'ensemble des composantes du bilan hydrologique, exprimées en mm.an^{-1} , agrégées sur l'ensemble du domaine modélisé sur la période 1999-2018 : (a) Évolution annuelle de l'ETR, de la pluie efficace et du stock dans le compartiment de sol et des données d'entrée (P, ETP). (b) Évolution annuelle des lames d'eau infiltrées et ruisselées.

Comme précédemment évoqué, la figure 3.16 d'une part et la figure 3.17 de même que les tableaux 3.3 et 3.4 d'autre part, illustrent de façon complémentaire, les résultats obtenus à l'issue de la calibration complète de l'application. Ces éléments permettent, à la fois, d'évaluer visuellement les concordances entre courbes simulées et observées (niveaux moyens et dynamiques) pour plusieurs points de contrôle du bassin (piézomètres et stations) ainsi que de quantifier les valeurs des critères précédemment détaillés sur tous les points disponibles.

En ce qui concerne les niveaux piézométriques moyens aux points de mesure, la simulation apparaît comme satisfaisante sur l'ensemble du bassin, 10 ouvrages sur 14 présentant des RMSE inférieures à 1 m (Figure 3.17a et Tableau 3.4), 9 affichant un biais moyen absolu inférieur à 50 cm (Figure 3.17b et Tableau 3.4). La cartographie du biais (Figure 3.17b) ne permet pas l'identification de tendance dominante quant à une surestimation ou sous-estimation des niveaux. Un constat un peu plus mitigé est à formuler sur la restitution des dynamiques, seuls 6 ouvrages sur 14 étant associés à des coefficients de corrélation γ supérieurs à 0.7. Une tendance dominante à la surestimation des amplitudes de variations ($R_S > 1$) est notée (Tableau 3.4). Il est à noter que, de façon globale, ces dynamiques sont relativement difficiles à reproduire, les amplitudes annuelles mesurées étant comprises, sur la majorité des ouvrages entre 0.50 m et 1.50 m.

La calibration de la conductance, et par ce fait des débits d'échange nappe-rivière vont permettre d'améliorer la dynamique des charges hydrauliques des piézomètres proche du réseau hydrographique. De plus, les conditions aux limites du modèle de Rivière et al. (2017) n'ont pas été utilisées pour l'aquifère du Champigny. Les conditions aux limites ont été imposées à flux nul. Ceci va modifier en partie la dynamique des piézomètres notamment dans la partie aval du bassin.

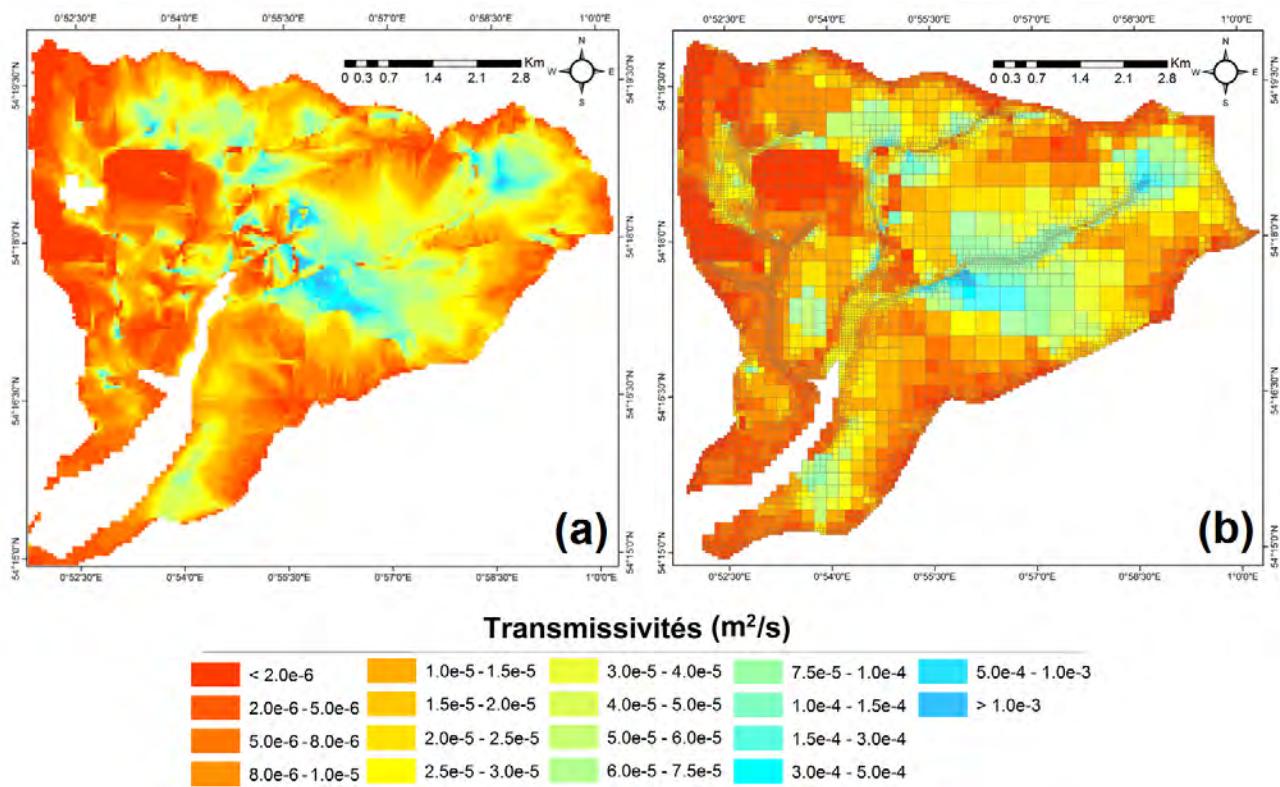


FIGURE 3.13. Champ de transmissivités de l'aquifère de Brie (a) obtenu après mise en œuvre et convergence de code d'inversion piézométrique (résolution selon le maillage support à 50 m de côté). (b) Champ de transmissivité final transposé sur le maillage gigogne CAWAQS, après ajustements locaux manuels.

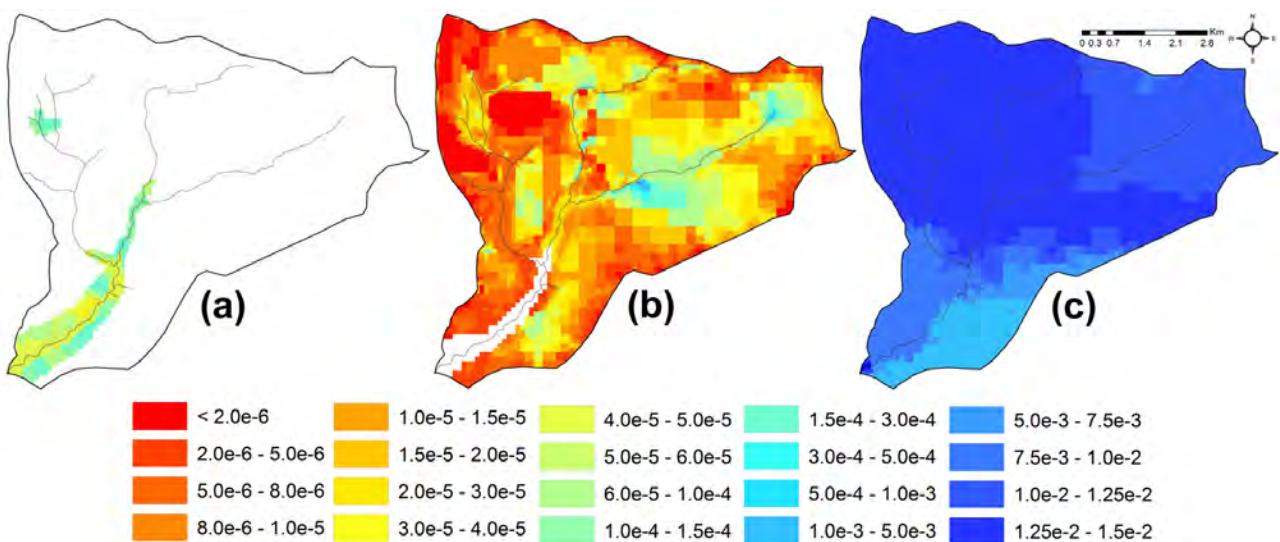


FIGURE 3.14. Champ de transmissivités des trois couches aquifères : a) Colluvions, b) Aquifère de Brie et c) Aquifère du Champigny.

La qualité de la restitution des débits aux stations hydrométriques va croissante d'amont en aval avec des valeurs de critères de *Nash* variant de 0.28 à 0.55. Ce qui est attendu, les stations amont mesurent des petits débits, les débits sont plus difficiles à calibrer. La comparaison des deux variantes de ce critère met en exergue, à l'aval, une meilleure restitution des débits d'étiage ainsi que des pics de crue ($\text{Na}_{ln} > 0.7$ et $\text{Na}_{ln} > \text{Na}$), lesquels sont systématiquement sous-estimés ($R_S < 1$), cependant la dynamique est correctement simulée. Comme pour les piézomètres proches du réseau hydrographique, la calibration de la conductance va permettre d'améliorer la simulation des débits. De plus, dans le nord du bassin, sous la forêt, la conceptualisation de l'évapotranspiration-réseau ne permet pas de représenter correctement les processus. Au final, une simulation couplée CAWAQS de l'application

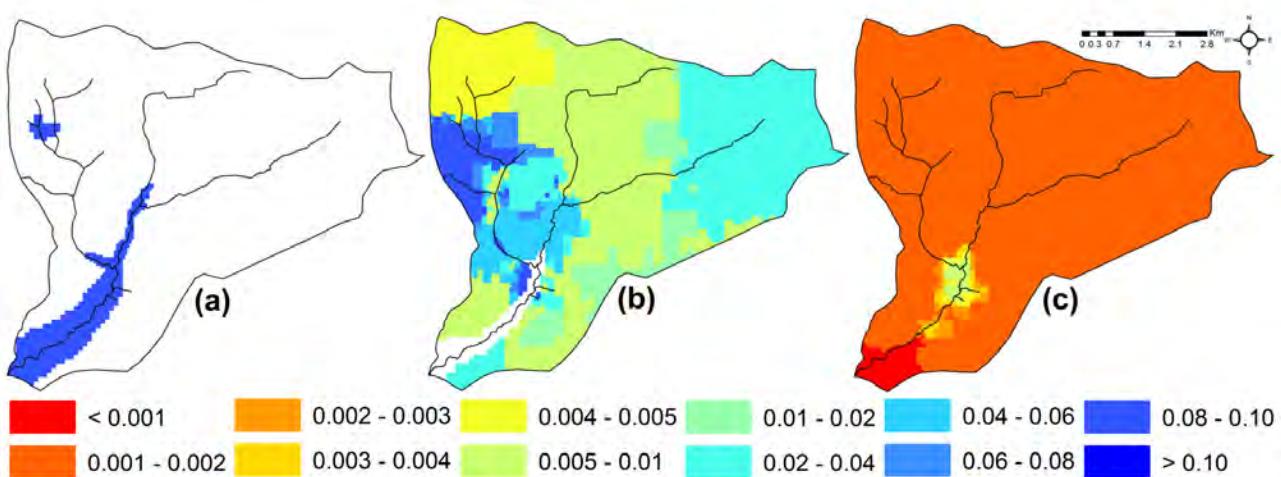


FIGURE 3.15. Champ de coefficient de stockage des trois couches aquifères : a) Colluvions, b) Aquifère de Brie et c) Aquifère du Champigny.

TABLEAU 3.3. Critères statistiques obtenus à l'issue du calage concernant la restitution des débits aux stations hydrométriques. 'nc' = Formulation Na_{ln} non calculable pour les chroniques avec débits nuls.

Station hydrométrique	\bar{X}_{obs} (m)	\bar{X}_{sim} (m)	Na_{ln}	Na	C_C (-)	R_S	KGE
Les Avenelles	269.2	226.6	0.76	0.55	0.75	0.70	0.66
Melarchez	56.2	48.5	0.80	0.32	0.61	0.82	0.58
La Loge	16.9	13.8	-	0.39	0.65	0.83	0.60
Choqueuse	4.5	5.9	-	0.29	0.67	1.06	0.51
Goins	2.8	3.1	-	0.28	0.56	0.76	0.46

TABLEAU 3.4. Détail de l'ensemble des critères statistiques obtenus à l'issue du calage concernant la restitution de la piézométrie aux ouvrages de mesures.

ID	Piézomètre	X_{obs} (m)	X_{sim} (m)	RMSE (m)	Biais	C_C (-)	R_S (-)
PZ_1	DERRIERE-PZ1-PZ	104.5	104.6	0.22	0.11	0.45	0.57
PZ_2	DERRIERE-PZ2-PZ	128.9	129.7	1.51	0.88	0.78	1.74
PZ_3	LOGE-PL-P	138.2	137.8	0.69	-0.4	0.77	1.19
PZ_4	QUEFFELEC-PQ-PZ	146.4	147.0	1.24	0.68	0.81	1.09
PZ_5	MELARCHEZ-Z1-PZ	151.9	152.9	1.15	0.96	0.44	1.01
PZ_6	PZPS5	131.9	132.7	0.83	0.80	0.06	1.92
PZ_7	PZPS3	134.4	134.3	0.14	-0.05	0.60	1.73
PZ_8	PZPS7	113.7	113.7	0.20	-0.08	0.40	1.25
PZ_9	PZPS8	104.2	103.8	0.45	-0.41	0.81	0.19
PZ_{10}	PZPS12	79.5	79.6	0.16	0.03	0.84	0.38
PZ_{11}	PZPS13	80.7	79.2	1.43	-1.42	0.77	0.41
PZ_{12}	PZPS6	161.4	161.8	0.72	0.39	0.67	0.85
PZ_{13}	PZPS4	136.1	136.3	0.76	0.17	0.68	1.91
PZ_{14}	PZPS2	135.4	135.0	0.49	-0.45	0.52	1.78

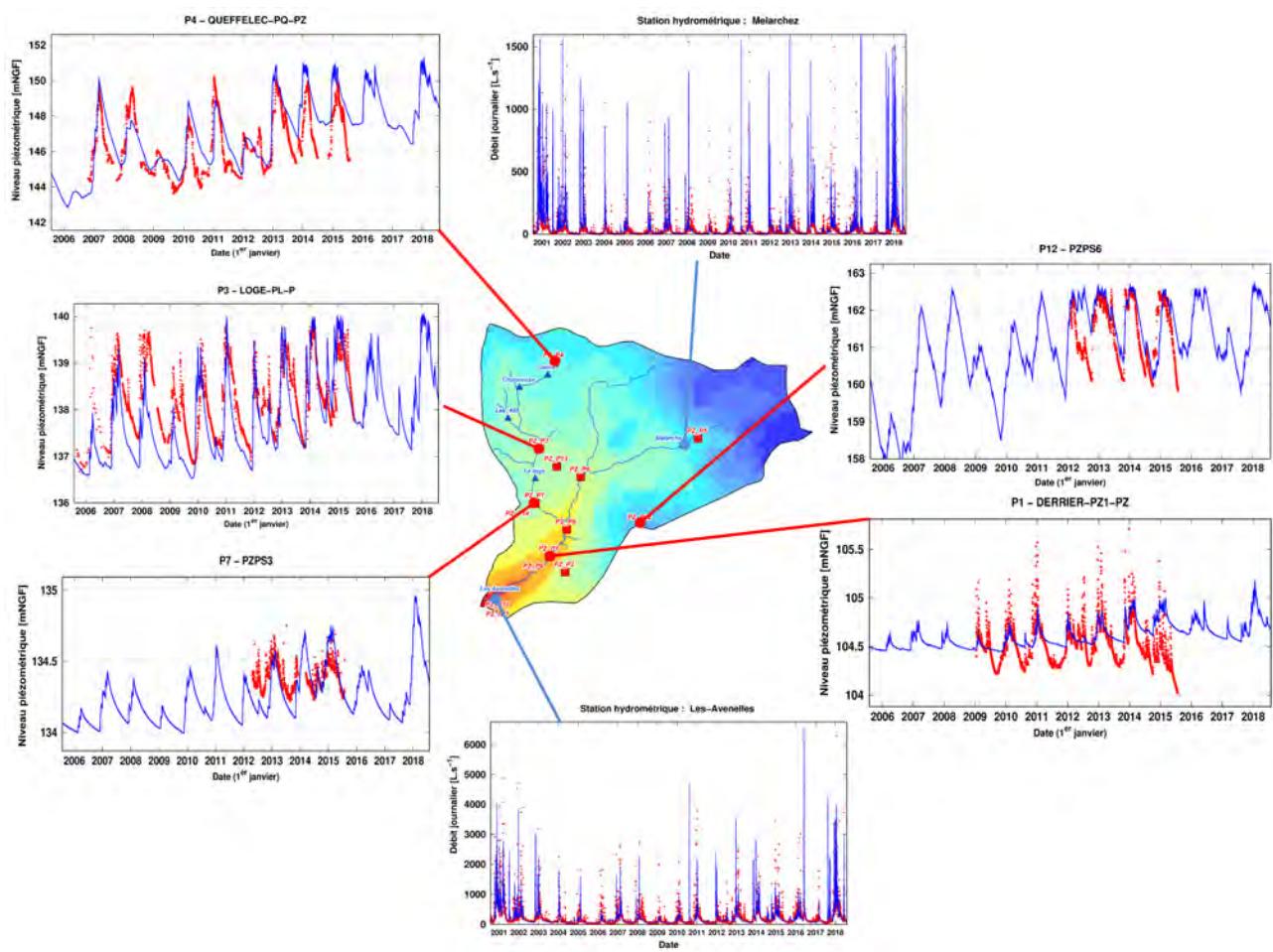


FIGURE 3.16. Exemples de comparaisons visuelles de résultats obtenus à l'issue du processus de calibration pour différents piézomètres (fléchés en rouge) et stations hydrométriques du bassin (fléchées en bleu).

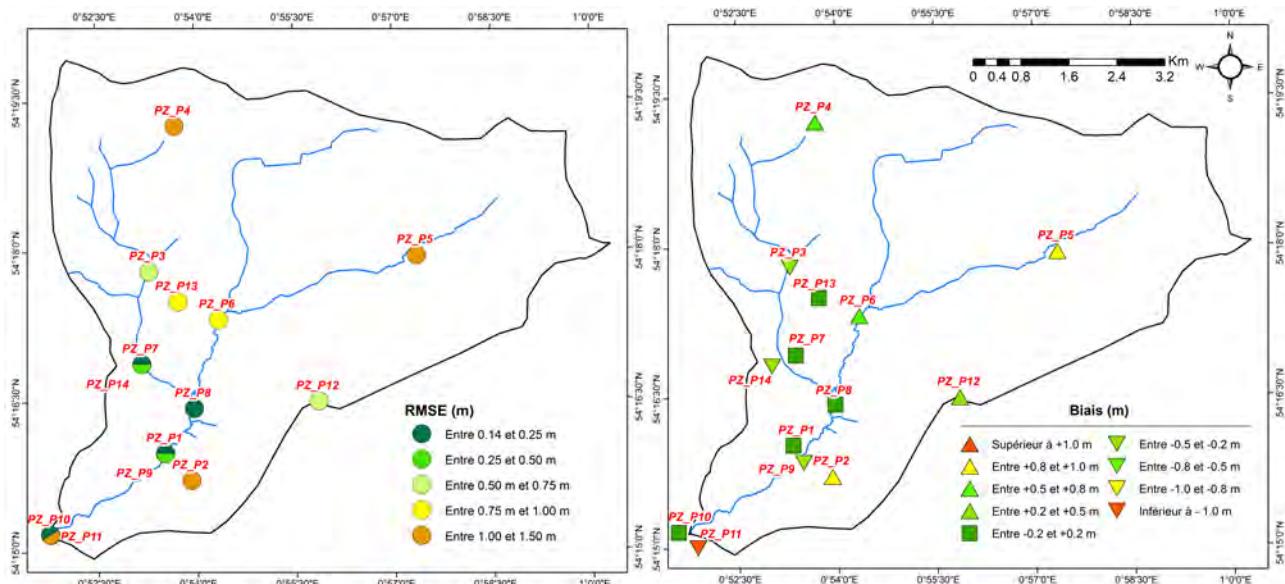


FIGURE 3.17. Gammes de valeurs des critères statistiques obtenus après calage transitoire par méthode hybride pour les 14 piézomètres du bassin : (a) RMSE, (b) Biais moyen.

tion calibrée permet d'établir un bilan complet des flux d'eau au travers de l'hydrosystème. La figure 3.18 mentionne, en $L.s^{-1}$, et en moyenne sur la période 2004-2018, les valeurs de flux transitant au sein des et entre les différents compartiments du système. Pour une meilleure compréhension, les chiffres clés sont traduits dans la suite en $mm.an^{-1}$.

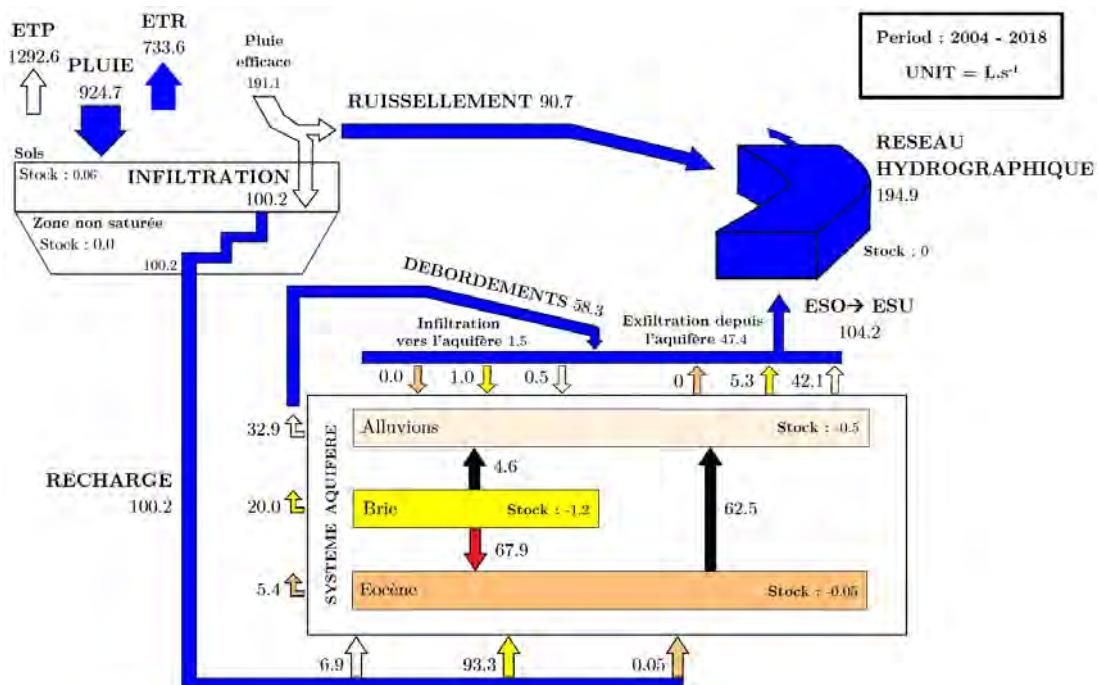


FIGURE 3.18. Flux moyens d'eau simulés transitant au sein de l'hydrosystème du bassin des Avenelles sur la période 2004-2018. Tous les flux mentionnés sont exprimés en $L.s^{-1}$. Les flèches rouges (resp. noires) distinguent un flux de drainance descendante (resp. ascendante) entre unités aquifères. ESO : eaux souterraines, ESU : eaux superficielles.

Sur cette période, les données moyennes annuelles d'entrée du système sont respectivement de 628 et 878 $mm.an^{-1}$ pour les précipitations et l'ETP. Après calcul de l'ETR (valeur moyenne de 498 $mm.an^{-1}$), une lame d'eau efficace de 130 $mm.an^{-1}$ est estimée, scindée à hauteur de 52 % en une lame d'eau infiltrée (valeur moyenne de 69 $mm.an^{-1}$) et 48 % (soit environ 60 $mm.an^{-1}$).

De façon évidente, ce flux de recharge est, à l'échelle de l'ensemble du bassin, scindé proportionnellement à la surface de l'impluvium de chaque aquifère. De fait, l'aquifère de Brie s'accapare de plus de 90 % de la recharge globale. Cet aquifère alimente presque exclusivement l'aquifère du Champigny sous-jacent par drainance descendante (flux moyen de 67.9 $L.s^{-1}$), celui-ci restituant la quasi-totalité de ce flux en aval de bassin vers les formations alluviales (flux ascendant moyen de drainance de 62.5 $L.s^{-1}$).

L'alimentation du réseau hydrographique est réalisée soit par débordements de nappe, soit par exfiltration depuis le système aquifère (cf. Figure 3.19). Dans les deux cas, ces phénomènes se partagent respectivement environ 55 % et 45 % de l'alimentation totale du réseau. Le phénomène d'infiltration depuis le réseau vers les aquifères apparaît relictuel (environ 1 % du flux total entrant dans le réseau). Ces résultats sont à prendre avec précaution car il n'y a pas eu de calibration de la conductance qui contrôle les interactions nappe-rivière. La conceptualisation des échanges nappe-rivière va être améliorée grâce aux nouvelles données acquises sur le bassin ainsi qu'avec les interprétations des campagnes hydrogéophysiques réalisées pendant cette phase VII (cf. Chapitres 5, 4 et 13.2). En moyenne interannuelle, une contribution moyenne de 53.4 % des eaux souterraines vers le réseau est quantifiée, le complément étant assuré par le ruissellement de subsurface.

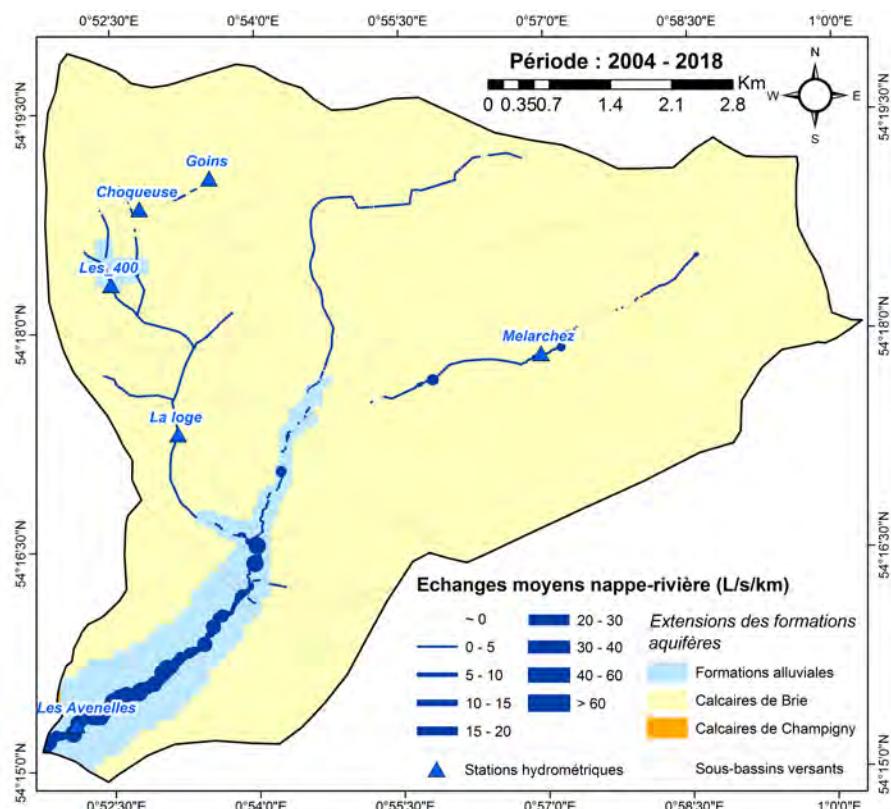


FIGURE 3.19. Cartographie des échanges moyens nappe-rivière, en moyenne sur la période 2004-2018, exprimés en L/s/km. Les valeurs positives traduisent d'un régime d'exfiltration (flux depuis l'aquifère vers le réseau hydrographique).

5 Conclusions et perspectives

La présente étude se concentre sur l'utilisation de la méthodologie HYMIT pour calibrer les paramètres contrôlant le bilan d'eau de surface afin d'obtenir la recharge de l'aquifère de Brie et d'estimer les paramètres hydrodynamiques des systèmes souterrains. À l'heure actuelle, il n'existe pas de méthode précise de mesure de terrain de la recharge (Doble and Crosbie, 2017), alors que la recharge est la variable la plus importante afin de calibrer le système souterrain.

Des modifications vont être apportées afin d'améliorer l'utilisation d'HYMIT à la taille d'un petit bassin. Tout d'abord, le temps de concentration des sous-bassins est inférieur ou égal à 1 jour. Les chroniques de débits utilisées doivent être à un pas de temps horaire. Le temps de concentration du bassin doit être inférieur au pas de temps des chroniques utilisées. Ceci va être réalisé dans un futur proche afin d'améliorer le bilan de surface et l'estimation de la recharge. De plus, des stations de jaugeage vont être ajoutées à l'analyse. Chaque station MOLONARI a été jaugée, le débit de la rivière au droit de ces cinq stations peut donc être utilisé. Ces ajouts vont permettre d'améliorer le bilan de surface.

Pour la calibration du modèle souterrain, la calibration doit être améliorée par l'inclusion d'une partie itérative entre invpiez et l'inversion en régime transitoire des champs de coefficient de stockage grâce au logiciel PEST développé par [Doherty \(2010\)](#). D'autre part, les FN du modèle de surface doivent être réévalués en fonction des transmissivités calibrées afin d'obtenir des recharges plus en adéquation avec les paramètres hydrodynamiques du milieu souterrain. Il est également prévu d'itérer entre la calibration de la surface et du souterrain pour éviter les problèmes de compensation d'erreur. L'amélioration de cette méthode de calibration sera réalisée pendant la prochaine phase du PIREN-Seine. Il est noté que les paramètres de l'aquifère du Champigny ne peuvent être calibrés car il n'y a pas de mesures piézométriques dans cet aquifère. Il est prévu dans la nouvelle phase du PIREN-Seine d'implanter un piézomètre dans cet aquifère.

Sur la période de simulation (1999-2017), les précipitations atteignent une valeur de 628 mm.an^{-1} . L'ETR est estimée à plus de 498 mm.an^{-1} . La pluie efficace calculée est de 130 mm.an^{-1} . Celle-ci se partage en 52 % d'infiltration et 48 % de ruissellement.

De façon évidente, ce flux de recharge est, à l'échelle de l'ensemble du bassin, scindée proportionnellement à la surface de l'impluvium de chaque aquifère aquifère. De fait, les Calcaires de Brie s'accaparent plus de 90 % de la recharge globale. Cet aquifère alimente presque exclusivement l'aquifère du Champigny sous-jacent par drainance descendante (flux moyen de 67.9 L.s^{-1}), celui-ci restituant la quasi-totalité de ce flux en aval de bassin vers les formations colluvionnaires (flux ascendant moyen de drainance de 62.5 L.s^{-1}).

Ces résultats sont à prendre avec précaution car il n'y a pas eu de calibration de la conductance qui contrôle les interactions nappe-rivière. La conceptualisation des échanges nappe-rivière va être améliorée grâce aux nouvelles données acquises sur le bassin ainsi qu'avec les interprétations des campagnes hydrogéophysiques réalisées pendant cette phase VII (cf. Chapitres 5, 4 et 13.2).

De plus, les nouveaux développements réalisés dans la plateforme CAWAQS dont le dénoyement des nappes, vont permettre d'améliorer la représentation du fonctionnement de l'aquifère du Champigny. Ces résultats vont être intégrés dans le modèle au cours de cette année et permettront une meilleure caractérisation de la réactivité du bassin, notamment pendant les événements extrêmes.

Ces travaux vont également utilisés les données biogéochimiques (Chapitre 5 et les données isotopiques ([Guillon et al., 2017](#)) afin de valider les flux simulés après une nouvelle recalibration. Une fois que le modèle RIVE unifiée sera couplé avec la plateforme CAWAQS et le code géochimique CHESS, il sera possible de modéliser ces flux biogéochimiques.

En vue de modéliser l'état thermique des différents compartiments, un couplage entre un modèle de transport d'eau et de chaleur entre l'atmosphère et le sol en passant par la végétation (ORCHIDEE, IPSL ([Krinner et al., 2005; Ducharne et al., 2018](#)) et la plateforme CAWAQS est en cours de développement. Les résultats de simulation permettront d'obtenir une cartographie hydro-thermique fonctionnelle des masses d'eau et une évaluation de sa sensibilité aux changements globaux. Le transport de la chaleur a été développé dans la plateforme au cours de la phase précédente. Ce couplage va nous permettre une meilleure représentation de l'ETR et de valider les flux d'eau simulés avec les températures mesurées dans les différents compartiments de l'hydrosystème ([Rivière et al., 2018](#)).

Réseau de suivi "MOnitoring LOcal des échanges NAppé Rivière"

Agnès Rivière^{1,*}, Nicolas Flipo¹, Patrick Goblet¹, Karina Cucchi¹, Asma Berrhouma¹, Aurélien Baudin¹, Jacques Scheifer¹, Loïc Marlot¹, Patrick Ansart², Arnaud Blanchouain² et Jean-Marie Mouchel³

¹ MINES ParisTech, PSL-Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

² IRSTEA, UR HYCAR, Antony, France

³ Sorbonne Université, Metis, Paris

* agnes.riviere@mines-paristech.fr

Résumé

La compréhension de la variabilité spatio-temporelle des processus physiques influençant la température de l'eau et de ses flux de chaleur associés à l'interface nappe-rivière est importante pour mieux appréhender le fonctionnement biogéochimique et écologique.

Un cas synthétique est développé pour caractériser le comportement de l'interface nappe-rivière soumis à des forçages météorologiques et hydrologiques. De plus, la sensibilité des échanges nappe-rivière à diverses propriétés hydrodynamiques et thermiques, représentatives d'un large éventail de lithofaciès allant de l'argile au gravier a été quantifiée. Le régime thermique du système nappe-rivière est déterminé par deux cycles pseudo-périodiques : le cycle annuel et le cycle diurne. Les résultats mettent en évidence que les facteurs ayant le plus d'impact sur les flux de chaleur sont : 1) les conditions météorologiques, puis la perméabilité du milieu poreux. Selon les valeurs de perméabilité, il existe deux régimes thermiques : pour les valeurs élevées, les flux advectifs prévalent clairement, tandis que pour les valeurs inférieures à 10^{-6} m.s^{-1} , les flux conductifs sont prédominants. La profondeur thermiquement active varie entre 0,2 et 6 m. Cette profondeur est réduite dans les systèmes nappe-rivière exfiltrant.

Le bassin versant des Avenelles dispose d'un réseau de mesures hydrogéophysiques haute-fréquence comportant 5 stations de suivis des échanges nappe-rivière. Ce réseau a été remis en état et suivi pendant toute cette phase du PIREN-Seine. De nombreuses améliorations ont été apportées afin d'assurer l'étanchéité des stations, la diminution des impacts de prélèvements biogéochimiques et le traitement des données. Un site internet a été mis en place afin d'améliorer le traitement des données.

Les données haute-fréquence récoltées entre 2012 et 2015 ont été utilisées afin d'inverser les propriétés hydrodynamiques et thermiques des milieux poreux constituant l'interface nappe-rivière des stations MOLONARI en utilisant la chaleur comme traceur des écoulements. Puis, des simulations hydrothermiques sur la période (2012-2015) ont été conduites afin de quantifier les flux d'eau et les flux de chaleur.

Pour citer cet article : A.; Rivière et al., Réseaux de suivi "MOnitoring LOcal des échanges NAppé Rivière" du bassin de l'Orgeval, dans Mesures hydrogéophysiques et biogéochimiques haute fréquence et "time lapse" des interfaces nappe-rivière : évolution des ressources en eau, A. Rivière (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

Les résultats du modèle montrent un très bon accord entre les valeurs de températures simulées et observées à différentes profondeurs de la ZH avec des critères statistiques satisfaisants. Les résultats montrent une grande variabilité spatio-temporelle des échanges nappe-rivière au droit des cinq stations MOLONARI. Les résultats obtenus ont permis également de réviser le schéma de fonctionnement hydrogéologique du bassin. En conclusion, les résultats montrent que les flux d'eau d'échange nappe-rivière sont très faibles dans le nord du bassin. Dans le centre du bassin et à l'exutoire, les échanges principaux sont entre la zone colluvionnaire et la rivière. Les échanges avec la nappe de la Brie semblent se réaliser via la zone colluvionnaire. Les variabilités des flux de chaleur observées sont principalement liées aux différences de couvert végétal, à la composition de la zone hyporhéique et aux pompages anthropiques.

Au cours de la prochaine phase du PIREN-Seine, les données des stations MOLONARI acquises depuis 2015 seront utilisées afin de réduire l'incertitude, d'améliorer l'identifiabilité des paramètres et d'augmenter notre compréhension de la réactivité hydrodynamique et thermique de l'interface nappe-rivière. La variation des flux d'eau et de chaleur pendant les événements extrêmes sera étudiée. De plus, un lien entre ces modèles et les mesures biogéochimiques présentées dans le chapitre 5 sera fait lors de la phase VIII du PIREN-Seine.

Une fois cette étape réalisée, un changement d'échelle sera réalisé afin d'assurer la continuité de flux entre l'échelle des MOLONARI simulée avec METIS et l'échelle du bassin modélisée avec CAWAQS. Le modèle des écoulements du bassin versant des Avenelles sera reparamétrisé avec ces résultats.

Points clés

- Description de la réactivité hydrologique et thermique de l'interface nappe-rivière ;
- Maintien et gestion du réseau de mesure MOLONARI ;
- Calibration des paramètres hydrodynamiques et thermiques des stations MOLONARI.

Sommaire

Contents

1	Introduction	76
2	Réactivités hydrologique et thermique de l'interface nappe-rivière pour des cours d'eau de tête de bassin grâce à un cas synthétique	78
2.1	Matériel et méthodes	78
2.2	Simulations	79
2.3	Analyses	82
2.4	Résultats et discussions	83
2.5	Conclusions	89
3	Variation spatiale et temporelle des flux d'eau et de chaleur le long du réseau hydrographique des Avenelles	91
3.1	Station MOLONARI	91
3.2	Modélisation hydrothermique des échanges nappe-rivière au droit des cinq stations MOLONARI	95
3.3	Calibration des modèles hydrothermiques: détermination des paramètres hydrothermiques des hydrofaciès	97
3.4	Estimation des flux d'eau et de chaleur échangés au droit des 5 stations MOLONARI sur l'ensemble de la période (2012-2015)	99
4	Conclusions et perspectives	102

1 Introduction

La caractérisation et la quantification des impacts des changements globaux sur le fonctionnement des hydrossystèmes continentaux, en termes d'écoulement et de transport de matières et d'énergie sont aujourd'hui au cœur des préoccupations des gestionnaires de l'eau et des milieux aquatiques.

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons plus spécifiquement aux têtes de bassin, et plus particulièrement au fonctionnement de la zone hyporhéique (ZH) inscrite dans son bassin versant. La ZH se définit comme une zone critique, un buffer entre les eaux souterraines et les eaux de surface (Fisher et al., 1998). Les processus physiques et biogéochimiques se déroulant au sein de cette zone contrôlent grandement l'état des milieux aquatiques (Boulton et al., 1998). La température est un des facteurs déterminants de la qualité biogéochimique et écologique (Stanford and Ward, 1988; Findlay, 1995; Brunke and Gonser, 1997; Marmonier et al., 2012; Harvey and Gooseff, 2015). Elle influence fortement la solubilité des différents gaz, la vitesse des réactions biogéochimiques, et les populations biologiques (Rutherford, 1987; Stanford et al., 1996; Elliott and Brooks, 1997; Krause et al., 2011).

La compréhension de la dynamique du fonctionnement hydrique et thermique de cette zone d'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines est ainsi un préalable à la caractérisation de l'état des hydrossystèmes et de leur devenir (Caissie et al., 2014; Menichino and Hester, 2014; Caissie and Luce, 2017). Le flux d'eau et de chaleur contrôle la consommation d'oxygène dans les sédiments du lit de rivière (Vieweg et al., 2016; De Falco et al., 2018; Wang et al., 2018) ainsi que de l'azote (Thullner et al., 2002; Caruso et al., 2017; Schmidt et al., 2018). L'impact de ces processus biogéochimiques sur la qualité de l'eau dépend des conditions hydrologiques et thermiques, en particulier pour les émissions de gaz à effet de serre (Newcomer et al., 2018). Il est donc important de comprendre la distribution verticale de la température dans la ZH puisque le métabolisme est très sensible à la température (Wang et al., 2018), ainsi que les taux de dénitrification (Bouletreau et al., 2012, 2014).

Bien que la dynamique des flux d'eau nappe-rivière soit mieux comprise à l'échelle du bassin versant, y compris l'effet des événements hydrologiques sur l'inversion du débit (Pryet et al., 2015; Baratelli et al., 2016), la connectivité du système nappe-rivière (Rivière et al., 2014) ainsi que le biocolmatage de la ZH (Newcomer et al., 2016), la relation entre les conditions hydrologiques, la saisonnalité des températures et les flux de chaleur n'est pas encore entièrement conceptualisée sur une gamme complète de paramètres hydrodynamiques et thermiques. De nombreuses études in situ (Evans et al., 1995; Hannah et al., 2004; Anibas et al., 2011; Snyder et al., 2015; Bastola and Peterson, 2016) ont été réalisées mais sont toujours spécifiques à un site et ne proposent pas une évaluation complète des profils de température et des flux de chaleur en réponse aux facteurs météorologiques et hydrologiques.

Les régimes thermiques des rivières dépendent de facteurs tels que les conditions météorologiques, l'ombrage de la végétation ainsi que les échanges hyporhéiques (Caissie, 2006; Dugdale et al., 2017). Les échanges thermiques hyporhéiques dépendent du contexte hydrogéologique, des paramètres physiques du milieu poreux et du gradient de température entre l'aquifère et la rivière. Habituellement, les flux de chaleur nappe-rivière contribuent au refroidissement local des cours d'eau en été et au réchauffement en hiver, mais ne sont pas prédominants dans le bilan énergétique à l'échelle du tronçon, le principal facteur étant les échanges de chaleur à l'interface air-eau (Sinokrot and Stefan, 1993, 1994; Stefan and Preud'homme, 1993; Evans et al., 1998; Webb and Zhang, 1999; Bogan et al., 2003; Hannah et al., 2004, 2008; Hester et al., 2009; Hebert et al., 2011). Cependant, ces tendances peuvent être différentes pour les petits cours d'eau de têtes de bassin d'amont où la végétation peut diminuer la prédominance des processus se produisant à l'interface eau-air (Caissie,

2006; Webb et al., 2008; Dugdale et al., 2017). Dans ces conditions, les échanges thermiques peuvent atteindre environ 20 % du bilan énergétique total (Moore et al., 2005; Cozzetto et al., 2006). Sinokrot and Stefan (1993); Webb and Zhang (1997, 1999) démontrent l'importance relative du flux thermique conductif à travers le lit de la rivière pour les cours d'eau peu profonds, le flux thermique conductif du lit de la rivière est communément le seul flux considéré. Il est également négligé dans certaines études qui supposent implicitement la prédominance du flux thermique advectif, particulièrement pour interpréter les mesures FO-DTS (Selker et al., 2006; Westhoff et al., 2007; Briggs et al., 2012) ou dans la modélisation à grande échelle du transfert d'énergie sur un réseau fluvial (Beaufort et al., 2016).

Les flux de chaleur à l'interface nappe-rivière sont généralement de 10 à 100 W.m⁻². La composition de ces flux entre la partie conductive et la partie advective dépend des nombreux paramètres (Hebert et al., 2011; Hester and Doyle, 2011; Caissie et al., 2014; Maheu et al., 2014). Par exemple, à partir de mesures combinées à haute fréquence de la température verticale et de la différence de pression dans le lit d'un petit cours d'eau, Cucchi et al. (2018) a récemment montré comment un événement hydrologique dû à une crue inverse la direction du flux thermique et fait passer le régime thermique de la zone hyporhéique de conductif à advectif.

Dans ce chapitre, un cas synthétique, imitant un cours d'eau de tête de bassin dans des conditions climatiques tempérées, est développée pour caractériser le comportement de l'interface nappe-rivière soumise à des forçages météorologiques et hydrologiques, en tenant compte des divers paramètres hydrodynamiques et thermiques du milieu poreux, dans le but de quantifier les flux thermiques conductif et advectif.

Un modèle thermohydrogéologique d'une coupe transversale synthétique est utilisé pour : 1) quantifier les flux de chaleur entre le cours d'eau et le sous-sol sous différentes configurations nappe-rivière correspondantes à différents scénarios météorologiques et hydrologiques 2) quantifier les flux de chaleur (conductifs et advectifs) pour une large gamme d'hydrofaciès, 3) analyser le profil thermique au sein du lit de la rivière.

Cette étude a ensuite été appliquée au bassin versant des Avenelles. Le bassin des Avenelles est un site privilégié où de nombreuses études multiméthodes sont déployées depuis 1962. Situé dans le département de Seine-et-Marne (77), sur le plateau de la Brie, à 70 km à l'est de Paris, le bassin versant des Avenelles est un sous-bassin du bassin versant du Grand Morin, principal affluent de la Marne. Cinq stations de mesure hydrothermique des échanges nappe-rivière (stations MOLONARI) ont été mises en place en 2012 le long du réseau hydrographique des Avenelles dans le but d'appréhender le fonctionnement de l'interface nappe-rivière. L'analyse et l'interprétation des données de terrain obtenues au niveau de ces stations sont présentées. À chaque station, la calibration des propriétés hydrothermiques de la ZH et des couches géologiques sous-jacentes est réalisées. Ces résultats permettent de comprendre le fonctionnement thermique pluriannuel de chaque station. Les résultats montrent une très grande variabilité spatio-temporelle d'échanges de flux de chaleur au niveau des cinq stations MOLONARI.

2 Réactivités hydrologique et thermique de l'interface nappe-rivière pour des cours d'eau de tête de bassin grâce à un cas synthétique

Dans cette partie, un cas synthétique, imitant un cours d'eau de tête de bassin dans des conditions climatiques tempérées, est développé pour caractériser la réactivité de l'interface nappe-rivière à des forçages climatiques et hydrologiques, en tenant compte des divers paramètres hydrothermiques du milieu poreux. Un modèle hydrothermal est utilisé pour : 1) quantifier les flux de chaleur entre la nappe et l'aquifère sous différentes configurations correspondantes à différents scénarios climatiques et hydrologiques 2) quantifier les flux de chaleur (conductif et advectif) pour une large gamme d'hydrofaciès du lit de cours d'eau, 3) analyser l'évolution de l'épaisseur de la couche thermiquement active ainsi que l'amortissement avec la profondeur des fluctuations de la température de la rivière.

2.1 Matériel et méthodes

Dans ce chapitre, nous ne considérons que le cas où toutes les lignes d'écoulement de l'eau souterraine sont normales au cours d'eau. De cette façon, les perturbations de la géométrie des écoulements par des séquences de seuils et de mouilles ou des pompages ne sont pas prises en compte. Ceci réduit notre analyse de flux à un cas 2D (Figure 4.1). Bien que l'analyse soit simplifiée, ces simplifications sont nécessaires pour développer une compréhension fondamentale des variables clés et des processus inhérents à la physique des phénomènes de transfert thermique entre la nappe et la rivière.

Un modèle 2D d'écoulement et de transport de chaleur est développé pour évaluer les effets du forçage météorologique et hydrologique ainsi que les paramètres du milieu poreux sur les flux de chaleur échangés entre la surface et le sous-sol et pour décrire les facteurs contrôlant la dynamique des températures dans le lit de la rivière. Le modèle simule un cas synthétique imitant un cours d'eau du deuxième ordre de (Strahler, 1957).

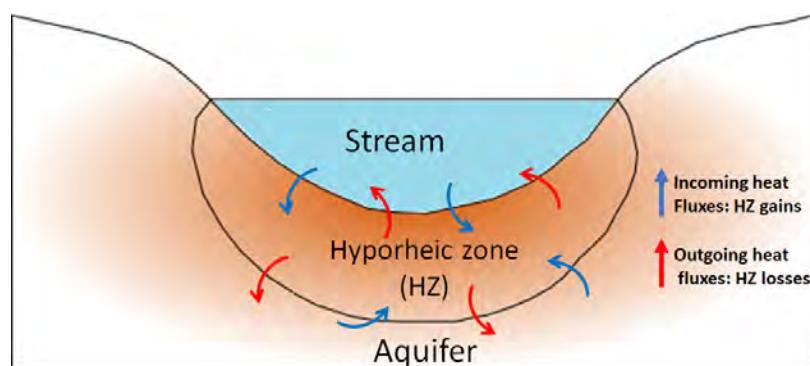


FIGURE 4.1. Gains et pertes de chaleur à travers l'interface nappe-rivière

Les flux d'eau et de chaleur à l'interface nappe-rivière ont une incidence sur le profil de température du lit de la rivière (Anderson et al., 2011). Une analyse de sensibilité est effectuée pour évaluer les différentes composantes du flux de chaleur à travers l'interface nappe-rivière et leur atténuation en profondeur sous différentes configurations météorologiques et hydrologiques ainsi que leur impact sur les profils de température (Figure 4.1).

2.1.1 Équation

Les flux d'eau et de chaleur ont été simulés dans un domaine bidimensionnel à l'aide de METIS (Goblet, 1981; Robineau et al., 2018). METIS est un modèle 2D/3D d'écoulements et de transport de masse et de chaleur en éléments finis. Il résout les équations classiques de la diffusivité couplée (Équation (4.87)) au transport de la chaleur (Équation (4.88)).

$$\nabla [K \nabla h] = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4.87)$$

où h est la charge hydraulique (m), K est la perméabilité (m.s^{-1}), S_s est le coefficient de stockage spécifique (m^{-1}) et t est temps (s).

$$\nabla [\lambda \nabla T - \rho_w C_w q T] = \rho C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (4.88)$$

Où T est la température (K), λ est la conductivité thermique du milieu poreux ($\text{W.m}^{-1}\text{.K}^{-1}$), ρ_w est la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}) et ρ est la masse volumique du milieu poreux (kg m^{-3}), C_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), C est la capacité calorifique spécifique du milieu poreux ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) et q est le débit spécifique (m.s^{-1}).

2.2 Simulations

Deux modèles sont simulés à l'aide du code numérique METIS : i) le premier modèle vise à définir la condition à la limite inférieure afin d'estimer la profondeur à laquelle les fluctuations de la température de la rivière n'ont plus d'influence sur la température des eaux souterraines et ii) le second modèle est un modèle homogène simple pour mettre en évidence les paramètres et les conditions hydroclimatiques nécessaires au passage d'un système dominé par l'advection à un système dominé par la conduction.

2.2.1 Définition de la condition limite inférieure avec un modèle 1D

Le régime thermique du système nappe-rivière est déterminé par deux cycles pseudo-périodiques : le cycle annuel et le cycle diurne (Sinokrot and Stefan, 1993; Caissie and Luce, 2017). Il faut s'attendre à ce que l'influence du cycle annuel soit plus profonde que celle du cycle diurne. Dans la littérature, on suppose généralement que la température de l'eau souterraine est constante à une profondeur définie et que la profondeur de pénétration des variations de température diurne est limitée (Arriaga and Leap, 2006; Schmidt et al., 2006).

Une simulation 1D de l'influence d'un cycle annuel de température sur une colonne verticale de 50 m de profondeur de milieux poreux a été réalisée, dans le cas d'une conduction pure, pour estimer la profondeur à laquelle les fluctuations de température de la surface supérieure n'ont plus d'influence sur la température des eaux souterraines. La taille de la grille est graduellement augmentée avec la distance de la surface. L'espacement maximal entre les noeuds est de 1 m et l'espacement minimal est de 0,01 m proche de la surface du domaine modélisé. La simulation repose sur l'hypothèse que la température moyenne de l'aquifère est proche de la température annuelle moyenne de l'air (Kurylyk et al., 2016). Le signal de température de surface est prescrit avec une valeur moyenne de 11 °C et une amplitudes de 6 °C. Une température constante de 11 °C est assignée au bas de la colonne. Le profil de température initial est uniforme, avec une valeur de 11 °C. La valeur de conductivité thermique est de 4 $\text{W.m}^{-1}\text{.K}^{-1}$.

2.2.2 Système homogène

Le domaine de modélisation représente une coupe transversale d'un cours d'eau (Figure 4.2). La section transversale totale est de 55 m de large ($x = 0$ à la limite gauche, positif dans la direction droite) et de 15 m de profondeur (z , positif vers le haut). La taille des éléments est graduellement augmentée avec la distance au cours d'eau avec un espace maximal de 1 m entre les noeuds et un espace minimal de 0,01 m pour l'interface cours d'eau-aquifère. Le domaine se compose de 36 894 éléments. La largeur du cours d'eau est de quelques mètres, ce qui est représentatif des cours d'eau de tête de bassin. Dans ce type de cours d'eau, le transfert de chaleur à travers le lit de la rivière peut être le terme dominant du bilan énergétique (Caissie, 2006). Un profil vertical d'observation est établi au milieu du modèle pour enregistrer les profils de température. Le modèle est pour un système hautement idéalisé : un aquifère horizontal, isotrope et homogène, et un cours d'eau de profondeur constante. Toutefois, ces simplifications sont nécessaires pour comprendre l'impact des principaux processus et des paramètres des hydrofaciès sur les flux énergétiques.

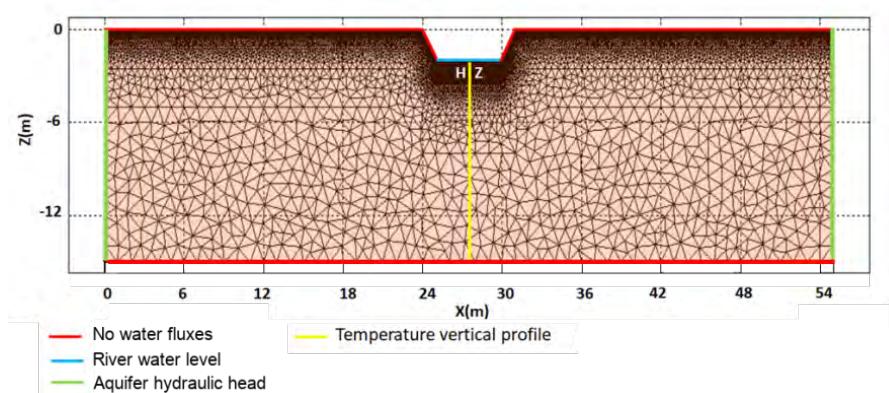


FIGURE 4.2. Maillage du modèle hydrothermique et ses conditions aux limites

a) Scénarios météorologiques et hydrologiques : Conditions initiales et conditions aux limites

Les conditions météorologiques contrôlent le gradient saisonnier et diurne de température entre le cours d'eau et l'aquifère. Le contexte hydrologique est basé sur le type d'interactions nappe-rivière (infiltration et exfiltration) et sur la valeur de la différence de charges hydrauliques entre ces deux compartiments. Quatre scénarios sont testés : deux conditions météorologiques (hiver et été) et deux configurations d'interactions nappe-rivière (infiltration et exfiltration). Les conditions aux limites d'écoulement et de chaleur sont les suivantes (Figure 2 et Figure 3) :

- à la base du modèle : flux nul et température constante de l'aquifère ;
- aux limites latérales : charge hydraulique et température constante ;
- à l'interface nappe-rivière : charge hydraulique du cours d'eau et signal de température sinusoïdale calculé avec l'équation (4.89), (Hillel, 1982).

$$T(t) = \bar{T} + A_0 \sin\left(\frac{2\pi t}{P}\right) \quad (4.89)$$

Où $T(t)$ est la température ($^{\circ}\text{C}$) en fonction du temps (t), \bar{T} est la température moyenne ($\bar{T}^{\text{hiver}} = 5.5^{\circ}\text{C}$, $\bar{T}^{\text{été}} = 20^{\circ}\text{C}$), A_0 est l'amplitude du signal de température ($A_0^{\text{hiver}} = 3^{\circ}\text{C}$, $A_0^{\text{été}} = 8^{\circ}\text{C}$) et P est la période d'oscillation (1 jour). Les plages de températures sont représentatives des observations sur le terrain des températures des cours d'eau et du sous-sol dans les cours d'eau de tête de bassin (Rivière et al., 2018). L'équation (4.89) produit une température sinusoïdale variant durant une journée entre 2.5°C et 8.5°C en hiver et entre 12°C et 28°C en été (Figure 4.3).

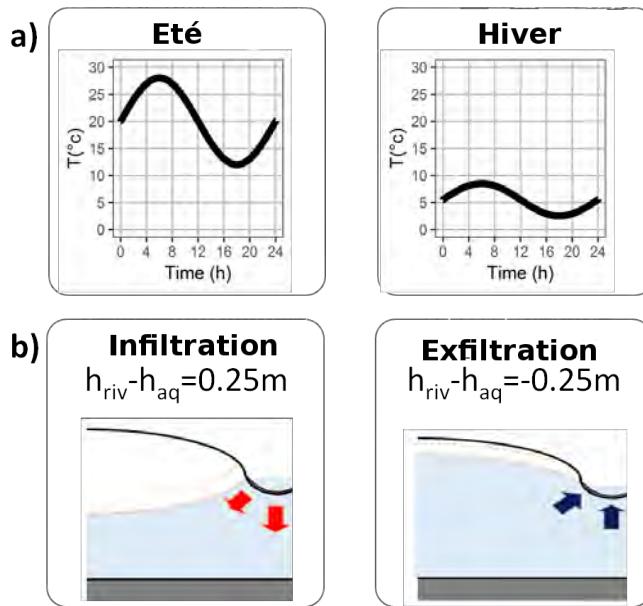


FIGURE 4.3. *Conditions aux limites : a) Oscillation de la température à l'interface nappe-rivière et b) Conditions hydrodynamiques*

b) Paramètres physiques

Les paramètres hydrodynamiques et thermiques (Tableau 4.5) sont choisis en fonction de valeurs trouvées dans la littérature (Tableau 4.6). Ils sont représentatifs d'un large éventail de lithofaciès

TABLEAU 4.5. *Paramètres hydrodynamiques et thermiques utilisés dans l'analyse de sensibilité*

Paramètres	Valeurs testées											
$K (\text{m.s}^{-1})$	1.10^{-3}	5.10^{-4}	1.10^{-4}	5.10^{-5}	2.10^{-5}	1.10^{-5}	5.10^{-6}	2.10^{-6}	1.10^{-6}	5.10^{-7}	2.10^{-7}	1.10^{-7}
$\lambda (\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1})$	1.5		2		3		4		5		6	
$C (\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1})$	$1.5.10^6$			$2.5.10^6$			$3.5.10^6$				4.10^6	

allant de l'argile au gravier/sable. Les variations de la perméabilité des milieux poreux varient de plusieurs ordres de grandeur, tandis que les variations des propriétés thermiques sont du même ordre de grandeur (Stonestrom and Constantz, 2003). Un code hydrothermique en éléments finis, METIS, est couplé à un script d'échantillonnage des paramètres pour évaluer la sensibilité des flux thermiques conductifs et advectifs dans différentes conditions. Malgré leur gamme de variation faible, les propriétés thermiques peuvent influencer considérablement le flux de chaleur simulé, en particulier dans les zones d'exfiltration ou lorsque le flux conductif domine ou est égal au flux advectif (Irvine et al., 2016). Les perméabilités du lit de cours d'eau sont bien documentées dans la littérature par des études sur le terrain, ce qui n'est pas le cas des paramètres thermiques (Gordon et al., 2012; Rau et al., 2014; Stonestrom and Constantz, 2003). Le but de l'analyse de sensibilité est d'identifier les paramètres qui influencent significativement les flux de chaleur et les profils de température dans le lit de la rivière. Les paramètres testés sont la perméabilité, la capacité calorifique volumétrique et la conductivité thermique du milieu poreux. En utilisant le script d'échantillonnage des paramètres, la perméabilité (K) varie de 10^{-8} à 10^{-3} m.s^{-1} (argile siliceuse à sable-gravier), la capacité calorifique volumétrique (C) de $1,5 \cdot 10^6$ à $4 \cdot 10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ et la conductivité thermique (λ) de $1,5$ à $6 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Le tableau 4.5 résume les plages de paramètres couvertes par l'analyse de sensibilité. Au total, 1440 simulations sont effectuées.

TABLEAU 4.6. Paramètres hydrodynamiques et thermiques de différents faciès : ^aWaples and Waples (2004), ^bDomenico and Schwartz (1998), ^cde Marsily (1986a,b), ^dHeath (1983), ^eMorris and Johnson (1967), ^fHillel (1980), ^gJury and Horton. (2004), ^hVan Wijk and De Vries (1966), ⁱHorai and Simmons (1969), ^jCaissie et al. (2014), ^kDeming (2002), ^lDi Sipio et al. (2013), ^mDalla Santa et al. (2017), ⁿMunz et al. (2016), ^oHalloran et al. (2016), ^pIrvine et al. (2016), ^qWilson et al. (2016), ^rHayashi and Rosenberry (2014), ^sClark (1966) et ^tSchroth et al. (1996)

Faciès	K (m.s^{-1})	ρ_s (kg m^{-3})	C_s ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)	λ ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
Graviers	[1.10 ⁻⁵ -1.10 ⁻²] ^{b,c}	[1750-2660] ⁿ	920 ^a	[1.4-2.4] ^{m,n}
Sables	[2.10 ⁻⁷ - 1.10 ⁻⁴] ^{b,c,o,t}	[1776-2660] ^{a,o,p,q,r}	[733-1083] ^{a,f,g,h,o,p,q}	[1.4-8.8] ^{a,b,c,o,h,i,r}
Calcaires	[1.10 ⁻⁹ - 6.10 ⁻⁶] ^{b,d}	[2200-2800] ^a	[815-880] ^a	[2-4] ^{k,s}
Grès	[1.10 ⁻¹⁰ -6.10 ⁻⁶] ^{b,d}	[2300-2700] ^d	[650-800] ^a	[2-4] ^{k,s}
Argiles	[10 ⁻¹³ -10 ⁻⁹] ^{b,c}	[700-2700] ^a	[850-860] ^a	[0.25-2.9] ^{b,r}
Limons	[1.10 ⁻⁹ - 2.10 ⁻⁵] ^b	2540 ^a	840 ^a	[1.2-2.2] ^j
Marnes	[1.10 ⁻¹¹ - 6.10 ⁻⁸] ^b	2720 ^a	950 ^a	2.5 ^l

2.3 Analyses

L'objectif de ce document est de calculer le bilan énergétique dans diverses conditions hydrologiques et thermiques de l'interface nappe-rivière. Avant d'analyser la sensibilité aux configurations hydrauliques et aux paramètres grâce aux modèles décrits dans la section 2.2.2, les conditions aux limites et l'état initial ont été évalués. La condition limite inférieure du domaine a été testée avec le modèle 1D décrit dans la section 2.2.1.

2.3.1 Champ initial de températures

Les conditions hydrologiques sont simulées par un état permanent, tandis que le transport de chaleur est simulé en régime transitoire. Les températures simulées transitoires sont sensibles aux températures initiales. Les températures initiales sont donc établies en effectuant plusieurs simulations du transport de chaleur jusqu'à ce qu'un profil de température périodique soit atteint. Le temps nécessaire pour atteindre cet état d'équilibre correspond à la durée nécessaire afin que les variations des températures maximales quotidiennes soient inférieures à 0.01 °C. Pour éviter les variations de température dues à la diffusion numérique, deux critères sont utilisés : la variation d'une moyenne mobile de la température maximale journalière sur 5 jours et la différence entre la température maximale au jour i et la température maximale au jour i +1. Le temps d'équilibre est considéré atteint lorsque ces deux critères sont inférieurs à 0.01 °C.

2.3.2 Variables décrivant la dynamique du régime thermique

Les régimes thermiques sont décrits avec deux groupes de variables : les profils de température sur une colonne 1D et les flux thermiques (conductif, advectif et total). Les profils de température ont été caractérisés par la profondeur à laquelle le signal de température de la rivière pénètre le milieu poreux ainsi que par leur forme. La profondeur de milieu poreux impactée par les variations de la température de la rivière est appelée couche thermiquement active. Elle varie également en fonction des différentes échelles de temps (Caissie et al., 2014), des conditions hydrodynamiques et des paramètres hydrothermiques du lieu poreux. Cette profondeur détermine la zone où se produisent les réactions biogéochimiques (Caissie et al., 2014). Dans cette étude, nous avons défini la couche thermiquement active comme la profondeur de milieu poreux à laquelle la température varie de façon négligeable ($\leq 0.01 \text{ }^{\circ}\text{Cjour}^{-1}$).

Les flux thermiques totaux ont été quantifiés, ainsi que leurs composantes conductives et advectives à l'interface entre la rivière et son lit de la rivière et à l'interface entre le lit de la rivière et l'aquifère. Les flux comprennent les flux des berges. Il est à noter que l'estimation du terme du flux de chaleur advectif est basée sur une température de référence (Saur and Anderson, 1956). La température de référence est généralement fixée, explicitement ou implicitement, à 0 °C, bien que cela soit arbitraire d'un point de vue thermodynamique (Caissie and Luce, 2017; Kurylyk et al., 2016). Les flux de chaleur fluctuent au cours de la journée en raison des fluctuations de la température de la rivière. Nous avons considéré les valeurs moyennes journalières comme une approximation de l'intensité du flux. La convention du signe est que les flux ascendants sont positifs.

Pour quantifier la dominance relative du transport de chaleur par advection sur la conduction thermique, on calcule le nombre de Peclét thermique (Pe), c'est-à-dire le rapport entre la chaleur transportée par advection et la chaleur transportée par conduction (Équation (4.90)) :

$$Pe \sim \frac{qL_c\rho_wC_w}{\lambda} \quad (4.90)$$

Où q ($m.s^{-1}$) est le flux transitant à l'interface nappe-rivière et L_c est la longueur caractéristique (m). L_c peut être choisi de plusieurs façons et dépend, entre autres, des phénomènes et de l'ampleur des processus impliqués. Pour les processus de transport en milieu poreux, il est souvent choisi en fonction de l'échelle du système d'écoulement (voir, par exemple, Domenico and Palciauskas (1973); Van Der Kamp and Bachu (1989)). Pour notre problématique, la direction principale des flux de chaleur est verticale, donc L_c a été supposé correspondre à l'épaisseur du milieu poreux influencée par la fluctuation de la température de la rivière. Nous avons calculé Pe sur l'épaisseur de la couche thermiquement active. $Pe \gg 1$ suggère la prédominance du transport advectif sur le transport conductif et $Pe \ll 1$ suggère que la conduction est le mode dominant du transport de chaleur. Notez que $Pe \approx 1$ indique qu'il n'y a pas de prédominance entre les processus advectif et conductif mais cela ne signifie pas que les deux flux sont égaux.

2.4 Résultats et discussions

L'influence des conditions météorologiques, des configurations hydrologiques et des paramètres physiques des milieux poreux sur la température et les flux de chaleur est analysée.

2.4.1 Régime thermique initial

Le temps d'équilibre varie entre 12 et 30 jours pour toutes les configurations et tous les jeux de paramètres. Dans les configurations hivernales, le temps d'équilibre est plus court qu'en été (hiver : entre 12 et 20 jours, été : entre 12 et 30 jours) en raison du gradient thermique inférieur en hiver qu'en été.

2.4.2 Évolution des profils de température

a) Impact des variations thermiques saisonnières

La figure 4.4 montre les profils de température calculés avec la colonne de 50 m de profondeur, à un intervalle de temps de 1 mois sur une période de 30 ans. La perturbation de la température s'atténue progressivement mais reste contenue dans une enveloppe d'une profondeur maximale d'environ 14 m. Les limites extérieures de l'enveloppe représentent les profils de température moyens en hiver et en été. Ces profils pourraient théoriquement être utilisés comme profils de température moyenne pour les conditions estivales et hivernales. Nous avons utilisé des profils linéaires atteignant une valeur de 11 °C à une profondeur de 15 m, ce qui constitue une approximation suffisante pour l'analyse de sensibilité souhaitée.

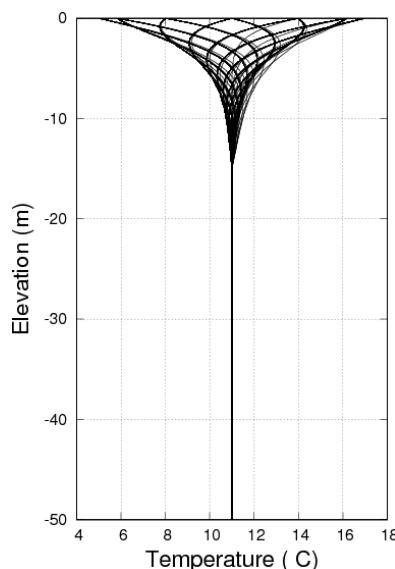


FIGURE 4.4. Évolution saisonnière des profils de température sur 30 : l'intervalle entre les profils est de 1 mois.

b) Impacts des fluctuations diurnes

Dans un deuxième temps, nous analysons les variations de température dues aux variations diurnes. La figure 4.5 présente l'évolution des profils de température pour les différentes configurations d'écoulement (infiltration / exfiltration), pour la saison d'été ou d'hiver et pour quatre valeurs représentatives de perméabilité (10^{-3} m.s^{-1} , 10^{-4} m.s^{-1} , 10^{-5} m.s^{-1} et 10^{-8} m.s^{-1}). Tous ces profils ont les mêmes caractéristiques, à des degrés divers.

La partie supérieure des profils est en forme d'entonnoir. Elle reflète, comme dans le cas du cycle annuel, les fluctuations de la température de la rivière, qui sont progressivement amorties en profondeur. Cette profondeur à laquelle le signal de température pénètre dans le sol est appelée couche thermiquement active (Caissie et al., 2014). L'épaisseur de la couche thermiquement active dépend principalement de la direction de l'écoulement (infiltration ou exfiltration), comme déjà montré par Briggs et al. (2014) : elle est amplifiée par le flux advectif descendant en cas d'infiltration. Inversement, la couche thermiquement active est très mince en cas d'exfiltration car le flux de chaleur advecte une température constante et par ce fait un flux quasi constant qui domine le flux oscillatoire provenant de la surface. Comme prévu, cet effet est négligeable pour les petites valeurs de la perméabilité (flux advectifs négligeables), et maximum pour les valeurs de perméabilité les plus élevées. Notez également que la position verticale du fond de l'entonnoir ne dépend pas de la saison. Seules la valeur moyenne et l'amplitude des oscillations dépendent de la saison. La couche thermiquement active, dans le cas purement conductif, est, comme prévu, beaucoup plus petite que pour les variations annuelles.

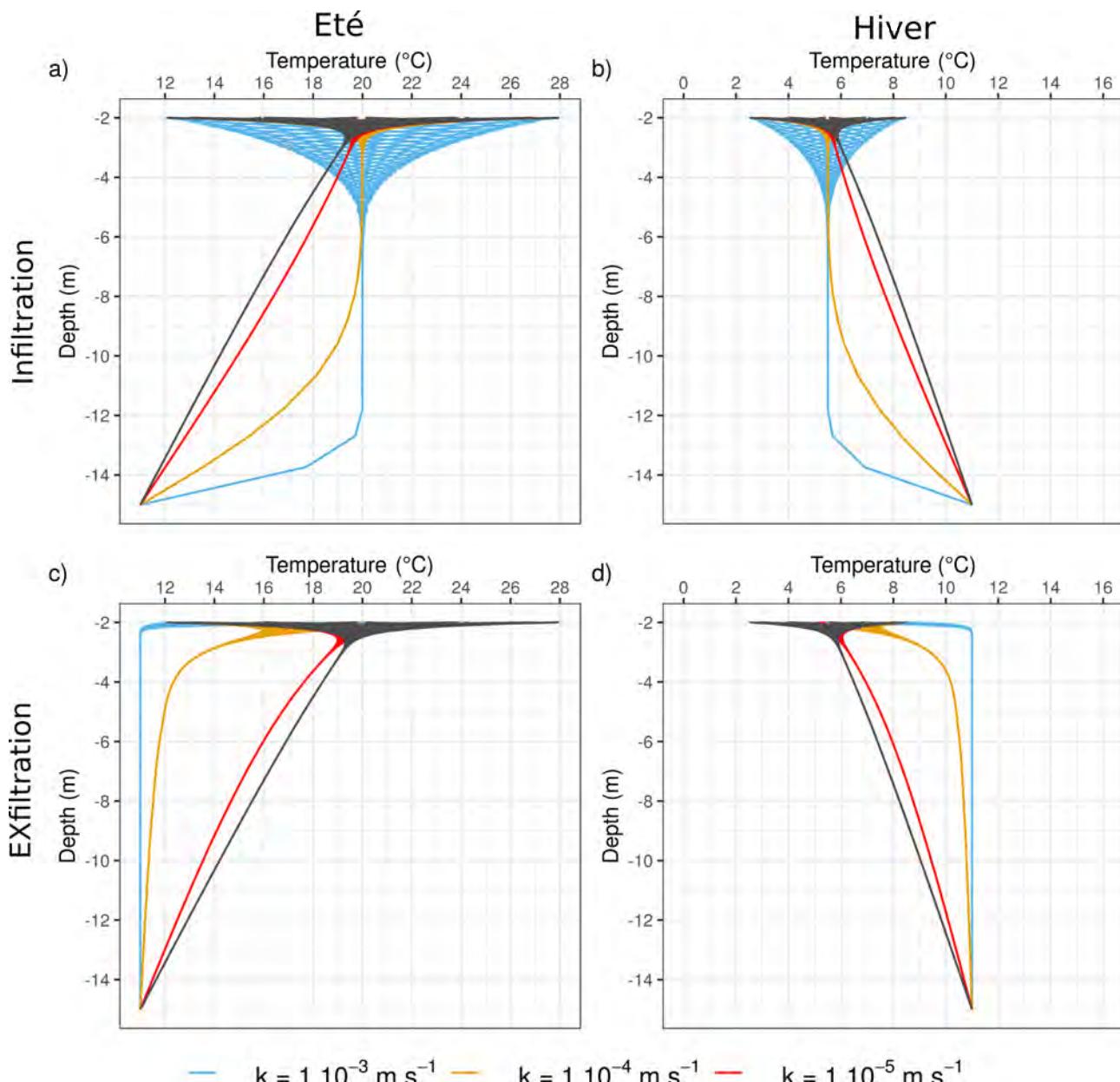


FIGURE 4.5. Évolution des profils de température pour plusieurs valeurs de perméabilité : l'intervalle entre les profils est de 2 heures.

Le profil moyen diminue en été (rivière plus chaude que l'aquifère (Figure 4.5 a et c) et augmente en hiver (rivière plus froide que l'aquifère, Figure 4.5 b et d). Ce profil est linéaire pour les plus faibles valeurs de perméabilité (régime conductif), et se déforme progressivement par le terme advectif à mesure que les valeurs de la perméabilité augmentent. Pour les conditions d'infiltration (Figure 4.5 a et b), la température de la rivière est advectée vers l'aquifère (température chaude en été et température froide en hiver).

pour les conditions d'exfiltration (Figure 4.5 c et d), la température de l'aquifère (11°C) est transportée vers le haut. La forme normale du profil de température dans le cas d'un régime advectif dominant est strictement uniforme jusqu'à la couche thermiquement active. La profondeur de la couche thermiquement active dépend de la vitesse de l'eau. Dans des conditions exfiltrantes, la température moyenne de l'aquifère de 11°C atteint presque l'interface nappe-rivière. Dans des conditions infiltrantes, le profil thermique moyen est uniforme dans sa partie supérieure. Pour les valeurs les plus élevées de perméabilité, le profil thermique est fortement modifié par la valeur de température prescrite à la base du domaine (Figure 4.5 a et b). La température fixée à 15 m de profondeur est en effet une simplification. La température moyenne de l'aquifère résulte en réalité, comme indiqué ci-dessus, des oscillations annuelles de la température de la rivière. Comme nous l'avons vu plus haut, nous considérons que le profil linéaire obtenu dans des situations purement conductives est une approximation valable.

Dans des conditions infiltrantes, la couche thermiquement active peut atteindre une profondeur beaucoup plus élevée et être incompatible avec la valeur de température prescrite à la base du domaine. Cette observation montre que la pratique habituelle consistant à imposer une température moyenne constante à une profondeur fixe n'est pas physiquement justifiée lorsque la valeur de la perméabilité crée un fort flux vertical (vers le haut ou vers le bas).

La structure des profils de température reflète la prédominance des régimes thermiques advec-tifs/conductifs, dont il est question dans la section suivante.

2.4.3 Identification des régimes dominants de transfert de chaleur avec le domaine homogène

Les flux advectifs et conductifs sont analysés dans une première étape. Leur combinaison est ana-lysée dans une seconde étape. Les flux sont calculés pour les quatre scénarios ; deux saisons (été, hiver), deux configurations hydrologiques (Infiltration/ Exfiltration) et pour les deux interfaces ; l’interface entre rivières-lit de rivière nommée dans la suite RSB et l’interface entre lit de rivière et l’aquifère nommé dans la suite de l’étude SBA. Par souci de concision, nous adoptons les notations suivantes : EEX pour les exfiltrations d’été, EIN pour les infiltrations d’été, HEX pour les exfiltrations d’hiver, HIN pour les infiltrations d’hiver. Les flux thermiques totaux simulés pour deux capacités thermiques sont illustrés à la figure 4.6. Les flux thermiques totaux sont similaires dans les deux cas. Comme prévu, la capacité calorifique n'a pas d'impact sur les flux de chaleur (Figure 4.6). Par consé-quent, seuls deux paramètres ont été analysés : la conductivité thermique (λ) et la perméabilité (K).

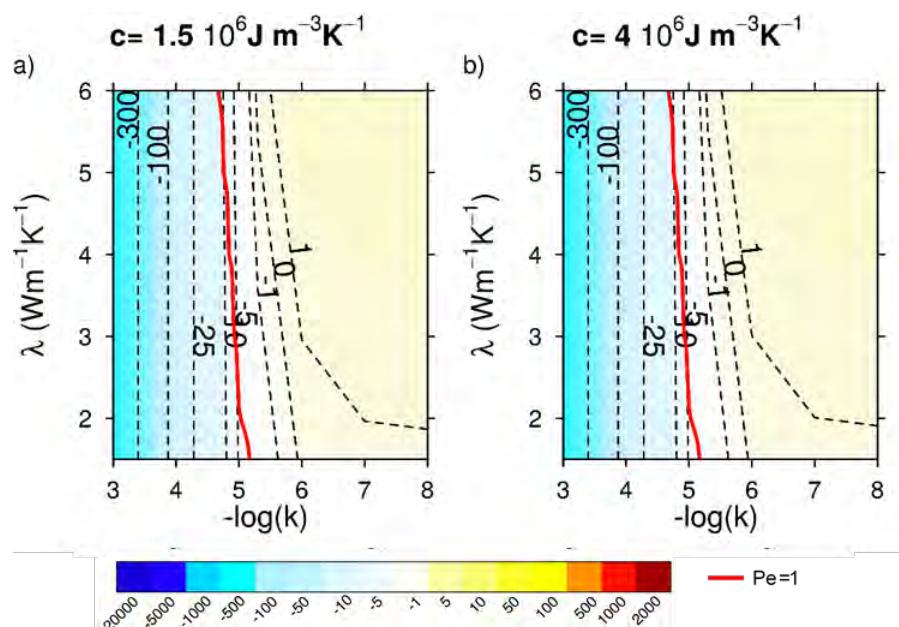


FIGURE 4.6. Flux totaux moyens quotidiens simulés ($W.m^{-2}$) pour les configurations en infiltration pour deux capacités calorifiques volumétriques : a) $C = 1,5 \cdot 10^6 J.m^{-3}.K^{-1}$ et b) $4 \cdot 10^6 J.m^{-3}.K^{-1}$.

a) Flux de chaleur advectifs

Les valeurs absolues des flux advectifs couvrent une large gamme de valeurs, allant de $1000 W.m^{-2}$ en été à $300 W.m^{-2}$ en hiver pour les milieux poreux de forte perméabilité (Figure 4.7).

Les flux advectifs sont proportionnels à la valeur de la perméabilité, quelles que soient la saison et la configuration hydrologique (exfiltration/infiltration) à l'interface RSB. Le flux advectif est le produit de la vitesse de Darcy par la température (et la capacité calorifique de l'eau). En effet, comme nos conditions hydrauliques aux limites sont constantes et indépendantes de la perméabilité, le champ de vitesse de Darcy est strictement proportionnel à la perméabilité. Pour les mêmes raisons, et parce que les conditions d'exfiltration et d'infiltration sont exactement symétriques, les flux sont égaux en valeur absolue pour les deux configurations.

Pour l'interface RSB, le flux est également proportionnel à la température de la rivière moyenne qui est prescrite en condition à la limite supérieure du domaine (Figure 4.7). a, b, c et d). Cette condition est discutable dans le cas d'un débit d'eau ascendant élevé (valeur élevée de la perméabilité), où la température peut varier sur une couche limite très mince dans la rivière. Elle est cependant valable pour la plupart des conditions, comme on a pu le constater sur les profils de température.

Les flux à l'interface SBA présentent la même proportionnalité à la perméabilité. Cependant, leurs valeurs absolues ne sont pas équivalentes dans les conditions d'exfiltration et d'infiltration pour des valeurs élevées de perméabilité (Figure 4.7 e, f, g et h). Ceci est lié à la valeur moyenne des températures qui varie avec la profondeur en fonction de la configuration hydraulique. Les valeurs de flux en valeur absolue sont plus élevées en été (la chaleur de la rivière est transportée plus profondément) qu'en hiver (le froid de l'aquifère est transporté plus haut). Les flux advectifs ne montrent aucune différence pour les faibles valeurs de perméabilité, car le champ de température est dominé par la conduction.

En configuration d'infiltration, pour des valeurs élevées de perméabilité, les flux sont égaux aux interfaces RSB et SBA (Figure 4.7 c et g, d et h). Dans cette configuration, le flux advectif dominant est descendant et la couche thermiquement active est plus profonde que l'épaisseur du lit d'écoulement, donc les températures des deux interfaces sont équivalentes (Figure 4.5).

b) Flux de chaleur conductifs

Les flux conductifs sont beaucoup plus faibles que les flux advectifs avec des valeurs absolues de quelques W.m^{-2} (Figure 4.8), à l'exception des configurations exfiltrantes en hiver où des valeurs élevées sont simulées (dont il est question à la fin de cette section).

Les valeurs de flux conductifs sont principalement contrôlées par la perméabilité. La perméabilité modifie le flux advectif, qui modifie le gradient de température, et par conséquent le flux conductif (Webb et al., 2008). Globalement, la forme des champs de flux est très différente pour les valeurs élevées et faibles de la perméabilité. Cette différence correspond plus ou moins à la classification du nombre de Peclét ($\text{Pe}=1$ représenté en rouge sur la figure 4.8). La conduction domine le transport de chaleur pour les faibles valeurs de perméabilité, l'advection est dominante pour les valeurs élevées de perméabilité ($\text{Pe} \ll 1$).

Pour les valeurs les plus faibles de perméabilité, le régime thermique est purement conductif : les configurations d'exfiltration et de infiltration conduisent aux mêmes valeurs de flux. Le flux est descendant en été, la rivière réchauffe l'aquifère (Figure 4.8 a et c), et il est ascendant en hiver ; l'aquifère réchauffe la rivière (Figure 4.8 b et d). Ceci correspond au formalisme classique des régimes thermiques des rivières (Caissie, 2006). Ces valeurs sont exactement proportionnelles à la conductivité thermique. À l'interface RSB, le flux est exactement proportionnel à la température saisonnière moyenne de la rivière (20 °C en été, 5.5 °C en hiver). Ces propriétés résultent directement de la loi de Fourier. Une petite différence est observée entre les interfaces RSB et SBA, car le profil de température n'est pas linéaire, comme le montre la section 2.4.2. Des comportements très contrastés apparaissent en fonction de la valeur de la perméabilité :

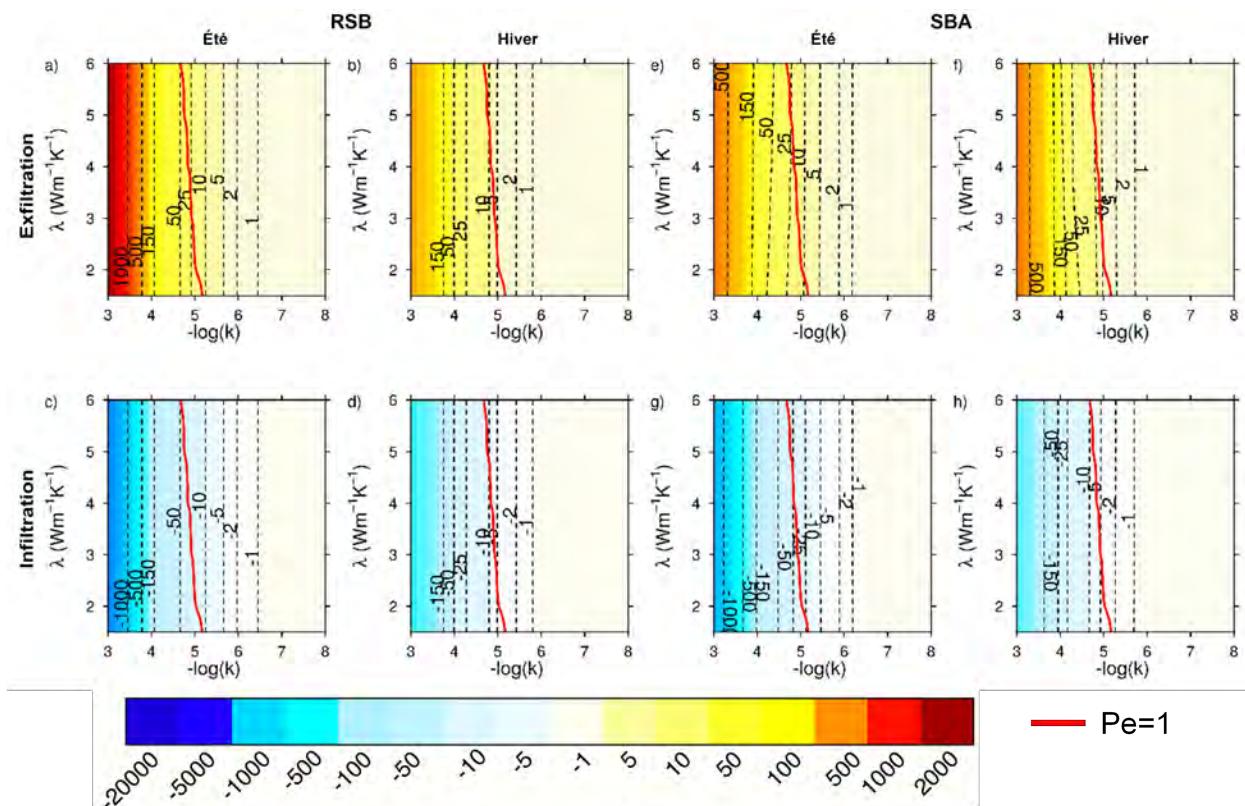


FIGURE 4.7. Flux advecifs moyens quotidiens simulés ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) pour une capacité calorifique $C = 4 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$

- dans des conditions d'infiltration (été ou hiver), un profil de température quasi uniforme est créé en raison d'un flux advecif important (Figure 4.7 c et d). Le très faible gradient de température donne des valeurs très faibles du flux conductif. Ce flux (descendant en été et ascendant en hiver) est pratiquement indépendant de la profondeur (comparer RSB à SBA, Figure 4.8 a, b, c et d versus e, f, g et h).
- Dans des conditions d'exfiltration, un fort gradient de température est créé à l'interface RSB. Il en résulte des valeurs très élevées du flux conductif, descendant en été, ascendant en hiver. Les orientations des flux advecifs et conductifs sont opposées en été et dans le même sens en hiver. Comme nous l'avons vu à la section 2.4.2, ces valeurs élevées de flux conductifs peuvent être remises en question parce que notre modèle ne tient pas compte de la possibilité d'une mince couche limite au fond de la rivière avec des mécanismes thermiques qui ne pourraient être décrits par conduction pure. Le mécanisme est cependant certainement valable pour des valeurs plus faibles de perméabilité.
- Ce mécanisme n'apparaît pas à l'interface SBA, car le gradient de température n'atteint pas cette profondeur. On voit cependant que le même mécanisme est observé, à une échelle beaucoup plus petite, pour une valeur de perméabilité de $10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, car le profil de température est moins abrupte.

c) Flux de chaleur totaux

La Figure 4.9 montre les flux totaux pour les différents jeux de paramètres. Les flux advecifs varient de plusieurs ordres de grandeur tandis que les flux conductifs sont peu variables, sauf dans quelques situations spéciales. Ces deux flux se combinent d'une manière significative seulement lorsque le flux advecif est dans la même gamme de valeur que le flux conductifs. Les principales interprétations sont :

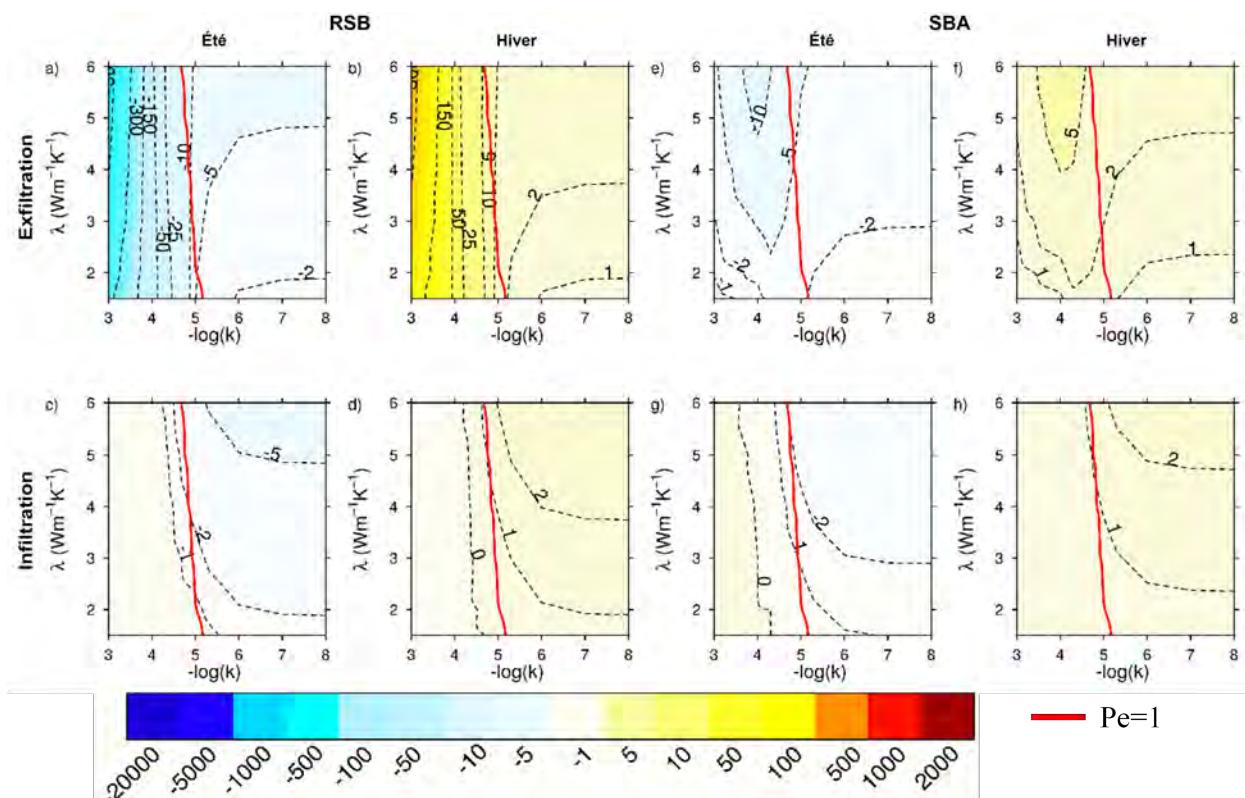


FIGURE 4.8. Flux conductifs moyens quotidiens simulés ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) pour une capacité calorifique $C = 4 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$

- pour de faibles valeurs de perméabilité, le flux total est égal à sa composante conductrice (sans advection) de quelques $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$;
- Pour des valeurs de perméabilité autour de 10^{-6} m.s^{-1} , le flux advectif est du même ordre de grandeur que le flux conductif. Dans les configurations d'infiltration d'été et d'exfiltration d'hiver, les deux composantes ont la même direction et s'additionnent en valeur absolue mais restent faibles $\approx 1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Dans les configurations d'exfiltration d'été et d'infiltration d'hiver, les composants des flux sont dans des directions opposées, ce qui conduit à un flux thermique total nul;
- Pour des nombres de Peclet ≈ 1 , les flux advectifs et de conductifs sont du même ordre de grandeur, le flux total de chaleur résultant est d'environ $20\text{-}50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;
- Pour les valeurs élevées de perméabilité, le flux total est pratiquement égal à sa composante advective ($\approx 100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en hiver jusqu'à $1000 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en été).

2.5 Conclusions

Les variations de température de la rivière se propagent dans l'interface nappe-rivière grâce aux effets combinés des processus advectifs et conductifs. Dans les milieux poreux de faibles valeurs de perméabilité (typiquement, moins de 10^{-6} m.s^{-1}), la conduction domine. La couche thermiquement active est limitée à quelques décimètres. L'amplitude des oscillations diminue de 8°C sur le dessus à 0 en été et de 3°C sur le dessus à 0 en hiver. Sous cette couche s'établit un gradient de température stable, dominé par les variations saisonnières : ascendantes en été et descendante en hiver. Le flux moyen quotidien qui en résulte est généralement inférieur à $5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Le flux instantané oscille autour de cette valeur moyenne et change de direction entre le jour et la nuit, car le gradient instantané de température est inversé.

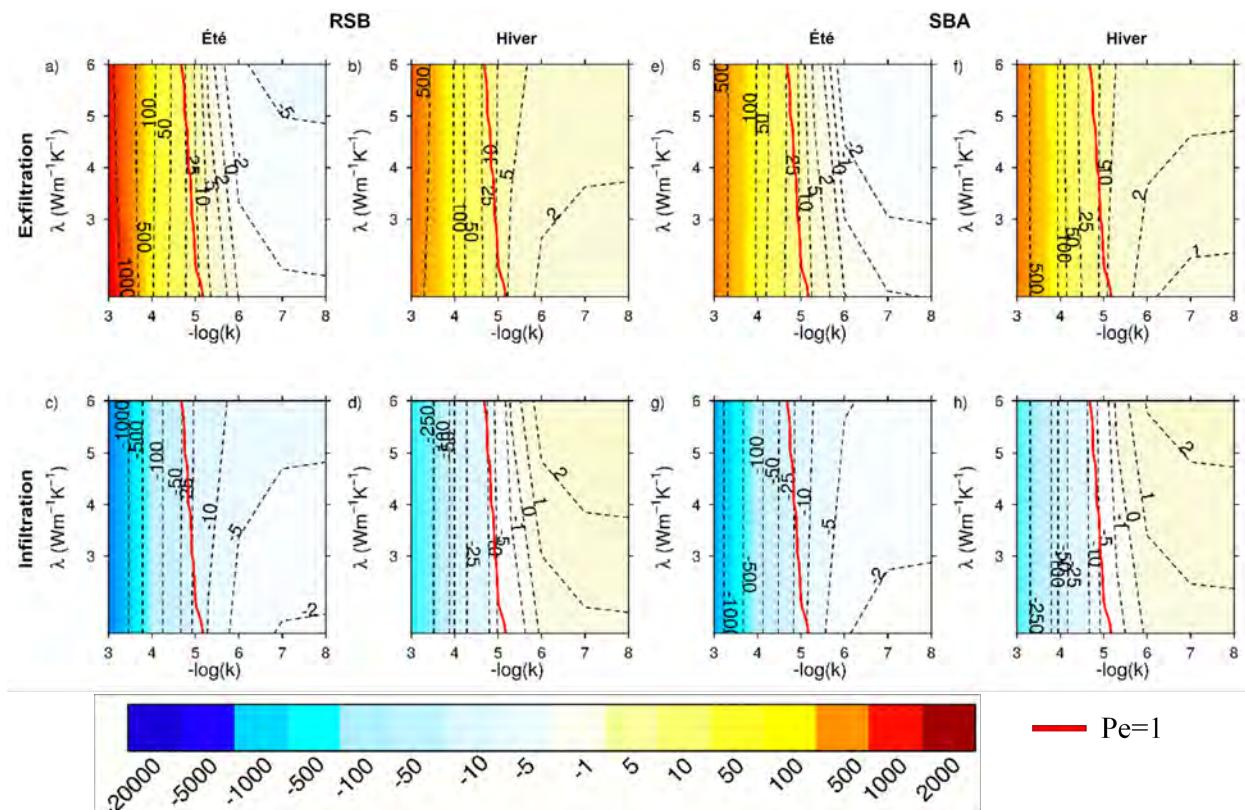


FIGURE 4.9. Flux totaux moyens quotidiens simulés (W.m^{-2}) pour une capacité calorifique $C = 4 \cdot 10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$

Pour des valeurs de perméabilité supérieures à 10^{-6}m.s^{-1} , la couche thermiquement active s'étend plus bas en conditions d'infiltration (6 mètres en dessous du lit de la rivière pour les valeurs maximales de perméabilité considérées dans cette étude). Dans des conditions d'exfiltration, au contraire, cette couche est limitée à une couche très fine. Sous la couche thermiquement active, un profil de température uniforme est établi, jusqu'à une profondeur dépendant de la perméabilité. Ce profil de température conduit à des valeurs de température qui peuvent être bien supérieures à la valeur moyenne de 11°C , avec des conséquences possibles sur les mécanismes biogéochimiques. Des valeurs très élevées peuvent être atteintes par le flux thermique échangé au travers de l'interface entre la rivière et le lit de la rivière ainsi qu'entre le lit de la rivière et l'aquifère. Ce flux moyen n'entraîne cependant pas d'accumulation de chaleur : il traverse simplement l'interface nappe-rivière, vers le bas ou vers le haut. À l'échelle de temps journalière, en situation d'infiltration, le flux oscille parce que la température de la rivière oscille mais, contrairement au cas de la diffusion annuelle, il ne change pas de direction car l'advection domine la conduction. Dans des conditions d'exfiltration, il n'y a pas de variation parce que la température de l'aquifère est stable.

Cette étude permet de comprendre la sensibilité des paramètres. Toutefois, des travaux supplémentaires sont nécessaires pour examiner des situations plus complexes, telles que l'impact de la géométrie de la rivière et des processus de biocolmatage. Cela améliorera la compréhension conceptuelle des processus intervenant dans le bilan énergétique du cours d'eau.

3 Variation spatiale et temporelle des flux d'eau et de chaleur le long du réseau hydrographique des Avenelles

3.1 Station MOLONARI

La description générale du bassin est faite dans le chapitre 7. Le bassin est bien instrumenté, avec un système de mesures destiné à l'estimation des échanges d'eau nappe-rivière (Mouhri et al., 2013a,b). Cinq stations MOnitoring LOcal des échanges NAppé Rivière (MOLONARI) ont été installées le long du cours d'eau des Avenelles(Figures 4.10 et 4.11). Les sation MOLONARI ont été installées dans le but de suivre les échanges d'eau à haute-fréquence d'eau entre une rivière et son aquifère en utilisant la chaleur comme traceur des écoulements d'eau. Cette méthode repose sur le couplage de deux types de mesures : la mesure de différence de charge hydraulique entre la rivière et les berges d'une part, et celle de profils de température au sein de la ZH d'autre part. Elles sont actuellement utilisées également pour suivre la réactivité hydro-thermique de l'interface nappe-rivière. Ce réseau de mesure est maintenu et géré par MINES PARISTECH dans le cadre du PIREN-Seine (Rivière et al., 2015; Cucchi et al., 2015; Rivière et al., 2016; Berrhouma et al., 2016; Rivière et al., 2018). Mouhri et al. (2013a) ont permis de caractériser grossièrement la géologie du bassin (Figure 4.11).

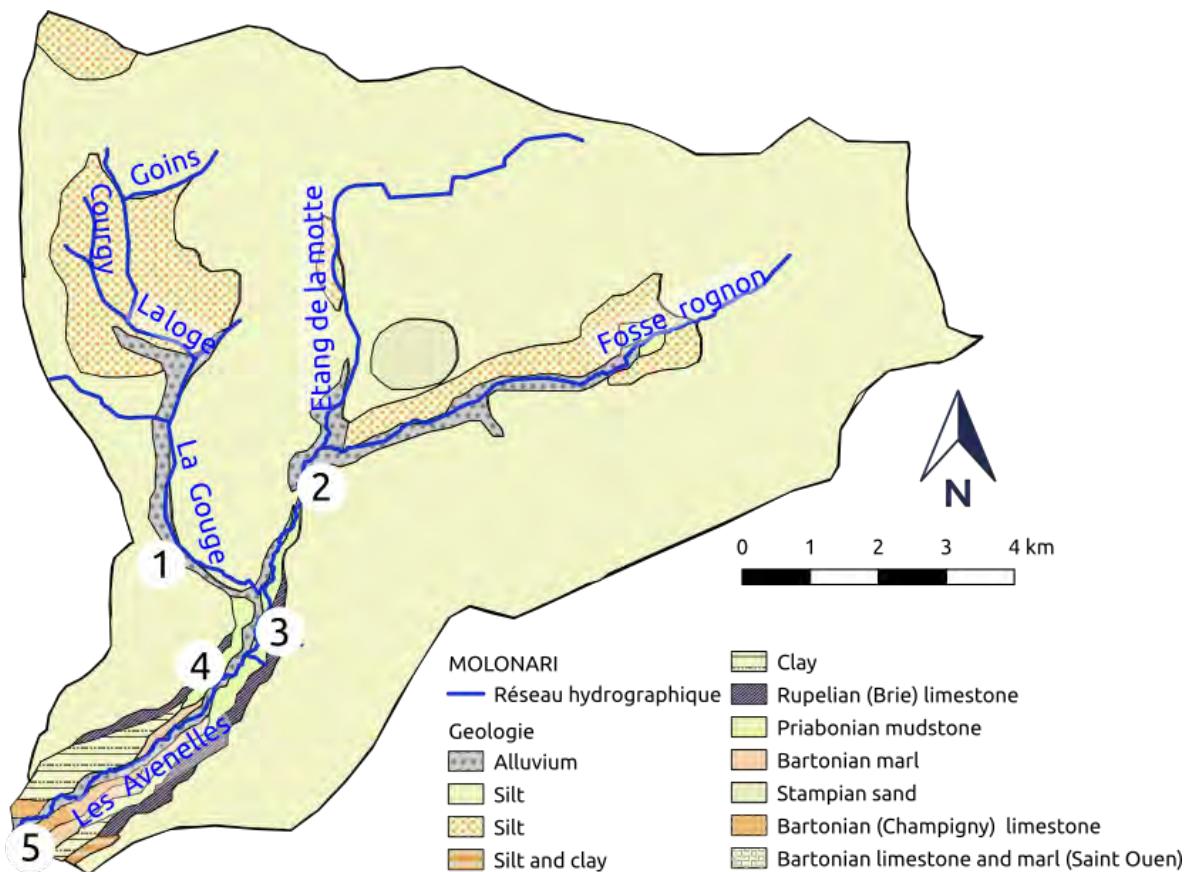


FIGURE 4.10. Position des stations MOLONARI dans le bassin des Avenelles

Le bassin versant des Avenelles est constitué d'un système aquifère multicouche formé par deux formations aquifères principales : l'Oligocène (Calcaires de Brie) et l'Éocène (Calcaires de Champigny) séparés par un aquitard marno-argileux. Au niveau des sections amont 1 et 2, la ZH est en contact avec l'aquifère supérieur de Brie. Au niveau des sections 3 et 4, la ZH repose sur des substrats imperméables qui sont définis respectivement par des argiles vertes et des marnes supragypseuses. Au

niveau de la section 5 située à l'exutoire du bassin, la ZH est censée être en contact avec l'aquifère du Champigny (Figure 4.11). La ZH est constituée principalement de loess et de colluvions avec de

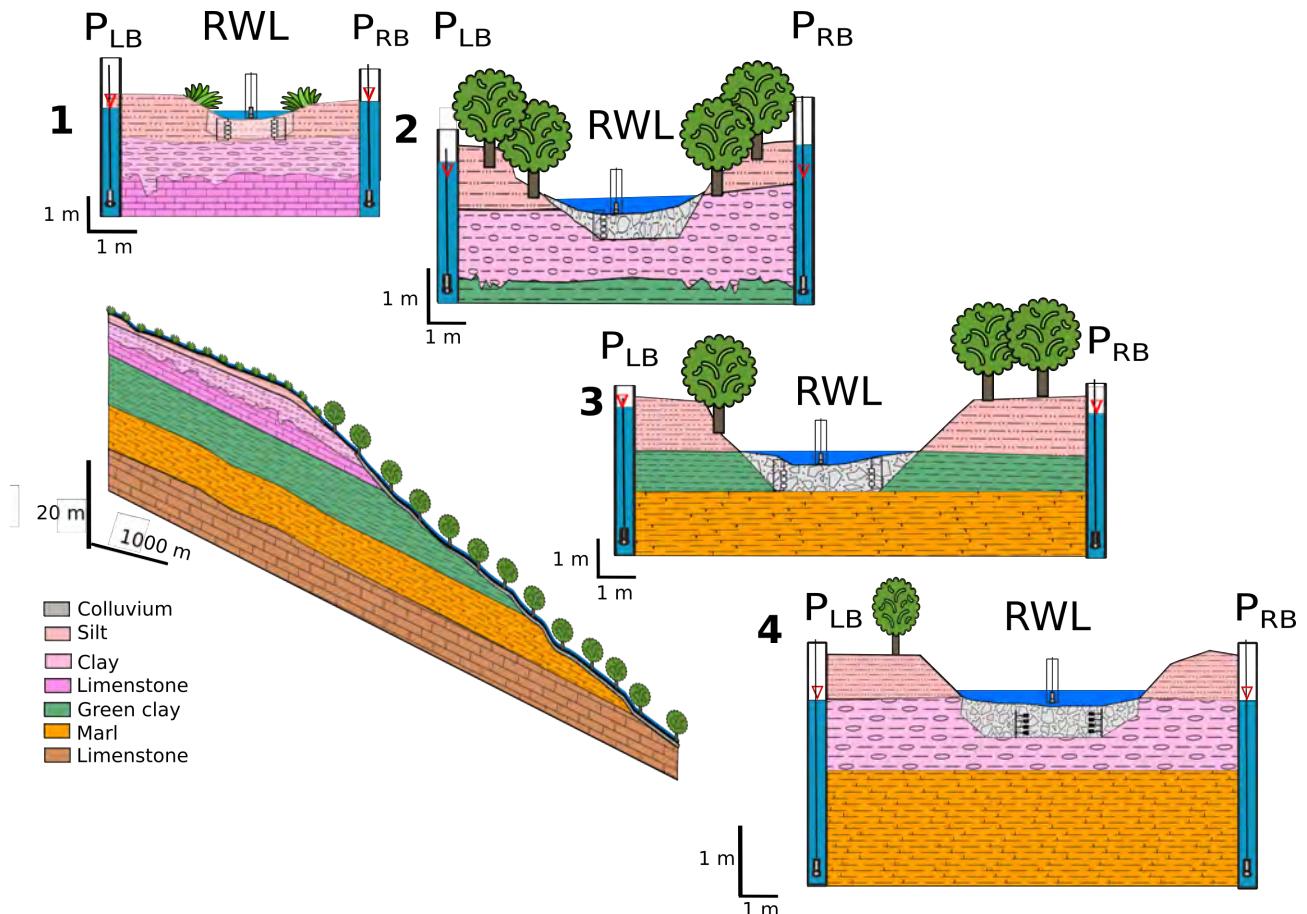


FIGURE 4.11. Le réseau de mesure MOLONARI (modifié de Mouhri et al. (2013b)).

larges blocs de meulière. La ZH des affluents amont (ru de la Gouge, ru de l'étang de la motte, ru de fosse Rognon, cf. Figure 4.10) ont un lit de rivière constitué de loess hormis la source du ru de fosse Rognon qui est composé de colluvion (Figure 4.12). Le tracé du réseau hydrographique a été modifié par l'homme sur une grande partie en amont du bassin. La partie centrale et aval est recouverte par des colluvions (Figure 4.12). L'épaisseur de colluvion augmente de la station 2 jusqu'à la station 5. Ces interprétations proviennent des nombreuses campagnes de terrain réalisées lors de la pose des capteurs mini-MOLONARI (Chapitre 4) et de la mise en place de la fibre optique (Kiliç, 2019). Les stations MOLONARI occupent une section d'environ 3 à 4 m de profondeur et 5 à 7 m de large, perpendiculaire au sens d'écoulement du cours d'eau (Figure 4.13). Chaque station comprend :

- **deux piézomètres (P_{BD} et P_{BG}) :**

Ils sont situés dans chaque berge et sont équipés par des capteurs mini-Diver de de pression et de température. Les piézomètres de berge sont situés à des distances de moins de 5 mètres du ru.

- **un point de mesure en rivière (P_{Riv}) :**

Une sonde de température et de niveau d'eau enregistre la température et la pression de la colonne d'eau du cours d'eau.

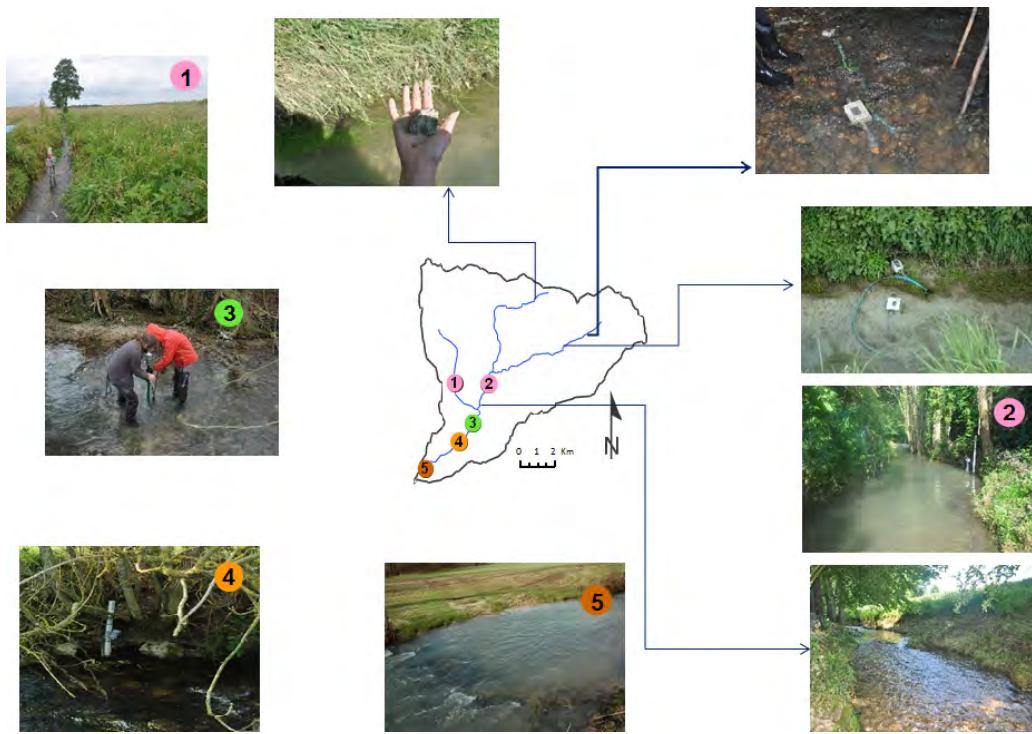


FIGURE 4.12. Évolution du lit de la rivière le long du réseau hydrographique (Berrhouma et al., 2016).

- deux systèmes de mesure de profils de température au sein de la colonne de la ZH ($T_{ZH G}$ et T_{ZHD}):**

Les systèmes de mesure de profil de température sont constitués de quatre capteurs de température régulièrement espacés le long d'une tige placée verticalement dans la ZH. Ces profils sont implantés dans la ZH sur une colonne de 40 à 60 cm de profondeur, l'espacement entre les capteurs est compris entre 10 à 20 cm. La mesure automatique de la température est réalisée grâce à des enregistreurs HOBO.

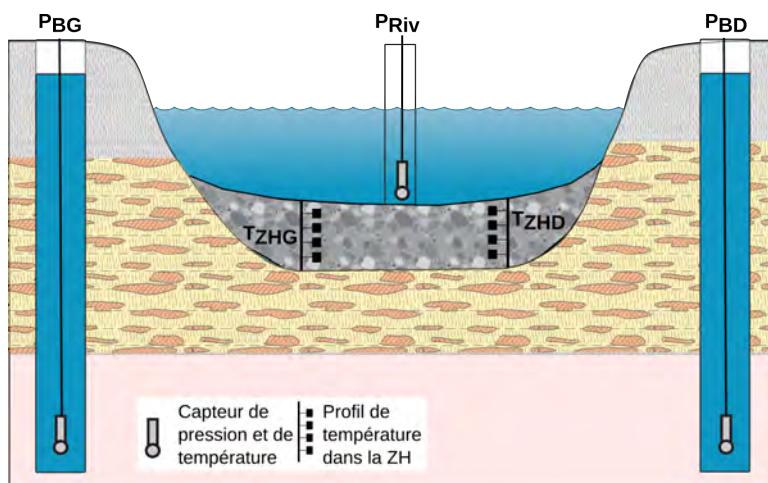


FIGURE 4.13. Stations MOLONARI : P_{Riv} est le point de mesure en rivière, P_{BG} est le piézomètre de la berge gauche, P_{BD} est le piézomètre la rive droite et ainsi $T_{ZH G}$ et T_{ZHD} sont les profils de température mesurés dans la ZH.

Ces mesures sont effectuées toutes les 15 minutes, de manière synchrone. Les mesures sont faites selon l'horaire hivernale afin d'être comparable aux données de la BDOH-ORACLE.

Une grande partie de l'année 2016 a été consacrée à la réparation du réseau. Les mesures se sont arrêtées vers la fin de l'année 2015 par défaut d'étanchéité des boîtes et la mauvaise conceptualisation initiale des stations. De nombreux systèmes de mesure en rivière et profils thermiques n'ont pas résisté aux crues. Des boîtes étanches ont été développées et la conceptualisation des stations a été revue. L'étanchéité des boîtiers et la robustesse des profils thermiques ont été prouvées lors de la crue de juin 2016. Les points de mesure en rivière demandent toujours une surveillance lors des mois de novembre, décembre et janvier.

Les données récoltées sont traitées et stockées sur une base de données versionnée. Celle-ci va être mise à disposition des chercheurs du PIREN-Seine durant la phase VIII. La BD hydro-frequency comporte les données brutes et traitées ainsi que les informations utilisées pour le traitement des données. Ces informations sont les caractéristiques des stations et le géo référencement des équipements ainsi que les mesures manuelles de hauteurs d'eau. Le dernier point bloquant pour pouvoir traiter et valider correctement ces données est les perturbations liées aux interventions sur les stations et les piézomètres de plateau depuis 2016. Le couplage avec les mesures biogéochimiques et isotopiques est une grande chance pour nous aider à améliorer notre connaissance sur le bassin. Néanmoins, les prélèvements créent de grandes perturbations, notamment dans les piézomètres de plateau. Afin de permettre de pouvoir traiter et valider les données, un site internet a été créé pour que chaque chercheur puisse indiquer la hauteur d'eau manuelle avant son intervention sur le point de mesure. Ceci va nous permettre une automatisation du traitement des données. La validation des données ne pourra être faite que lorsque cette étape sera terminée.

Ce grand jeu de données fournit toutes les données nécessaires pour :

- étudier les variations spatio-temporelles du profil thermique au sein de la ZH, des berges et de la rivière ([Rivière et al., 2018](#)) ;
- réaliser des modèles 2 D des 5 sections transversales et de calibrer les paramètres hydrothermiques et de quantifier les flux d'eau et de chaleur à l'interface nappe rivière (section 3.2) ;
- modéliser la réactivité biogéochimique de l'interface nappe-rivière ;
- améliorer le modèle de bassin présenté dans le chapitre 7.

3.2 Modélisation hydrothermique des échanges nappe-rivière au droit des cinq stations MOLONARI

Afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur échangés au droit des cinq stations MOLONARI (via une section de rivière), le modèle hydro-termique METIS (Goblet, 2011) a été utilisé. Les stations MOLONARI ont été discrétisées en éléments. Les paramètres hydrothermiques des hydrofaciès de chaque station ont été calibrés. Des simulations ont été réalisées pour toutes les stations pendant la période (2012-2015) afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur en 2 D à l'interface nappe-rivière.

3.2.1 Construction des modèles hydrothermiques 2D

Les domaines des modèles représentent une section bidimensionnelle (2D) de milieux poreux hétérogènes (Figure 4.13). Les domaines sont des coupes transversales (xz) à la rivière. Les dimensions des domaines sont la distance entre les deux piézomètres (P_{BD} et P_{BG}) et la profondeur des piézomètres. La géométrie des hydrofaciès a été définie en utilisant les mesures géophysiques réalisées lors de l'installation des stations (Mouhri et al., 2013a). Les domaines de modèles sont discrétisés avec des maillages triangulaires non uniformes dont les dimensions varient entre 1 et 20 cm. La discréétisation des éléments dans le sens horizontal et vertical augmente avec la distance par rapport au cours d'eau et un raffinement plus fin au sein de la ZH est utilisé. La figure 4.14 présente le maillage et la géométrie des hydrofaciès de la station MOLONARI 3. Le tableau 4.7 donne la géométrie des domaines de chaque station MOLONARI. Le pas de temps maximum (Δt) est de 900 s. Un ajustement automatique du pas de temps a été utilisé pendant les simulations pour satisfaire les valeurs critiques du nombre de Courant (≤ 1) et pour assurer la convergence du problème.

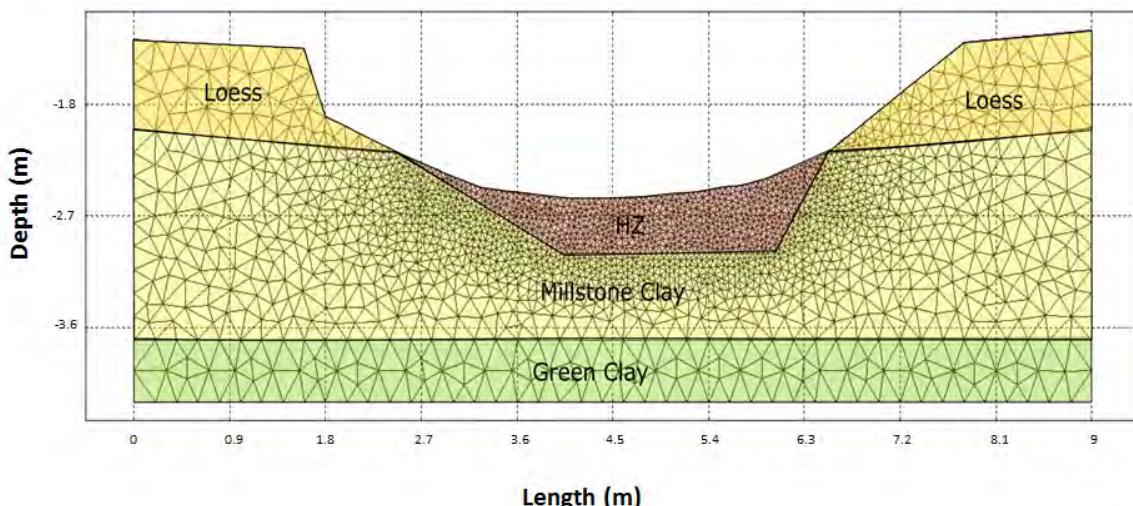


FIGURE 4.14. Maillage de la station MOLONARI 3.

TABLEAU 4.7. Géométrie des domaines des 5 stations MOLONARI

Station MOLONARI	Aire (m^2)	Nombre d'éléments	Nombre de nœuds	Discréétisation (m)	Largeur (m)	Profondeur (m)
1	13.94	31567	15908	0.01-0.2	4	3
2	19.94	4738	2457	0.01-0.2	7	3.5
3	20.3	4097	2147	0.01-0.2	9	3
4	45.7	26948	13741	0.01-0.2	13.2	4
5	29.6	63770	32199	0.01-0.2	11.1	4

La rivière est simulée à l'aide d'une condition de Dirichlet imposée à la limite supérieure du domaine (chronique de hauteur d'eau et de température mesurées à P_{Riv} , Figure 4.13). Le reste de la surface est imposée à flux nul pour les écoulements. Les conditions de bords du modèles sont également des conditions de Dirichlet. Les valeurs prescrites sont les températures et les charges hydrauliques mesurées dans les piézomètres de berges. La limite inférieure du domaine est imposée à flux nul pour la résolution de l'équation de diffusivité et de l'équation de la chaleur. Les conditions aux limites imposées sont synthétisées dans la Figure 4.15.

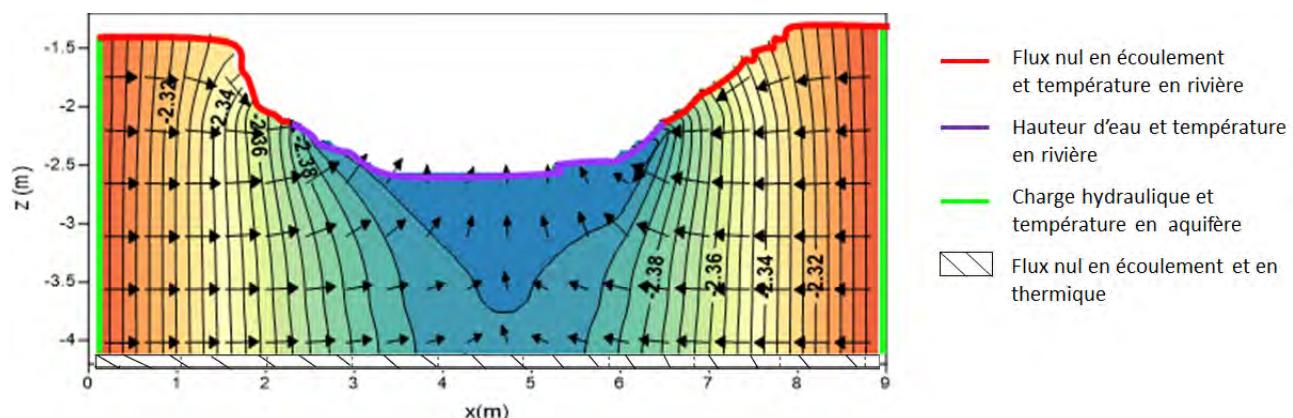


FIGURE 4.15. Conditions aux limites

3.2.2 Calibration des paramètres hydrothermiques des hydrofaciès

La calibration des paramètres hydrothermiques de hydrofaciès a été réalisée par comparaison des chroniques des profils de température (T_{ZHG} et T_{ZHD}) observée et celles simulées. L'erreur quadratique moyenne (RMSE : *Root Mean Squared Error*) et le coefficient de corrélation γ sont utilisés comme fonction objectif. Les paramètres hydrothermiques à calibrer sont \mathbf{K} , la perméabilité ($m.s^{-1}$), S_s , le coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1}), λ , la conductivité thermique du milieu poreux ($W.m^{-1}.K^{-1}$) et ρC , la capacité calorifique volumétrique du milieu poreux ($J.m^{-3}.K^{-1}$). Le choix de la plage de calibration des paramètres ($K, \omega, \lambda, \rho C$) est déterminé en utilisant les valeurs de la littérature (Tableau 4.6) et les mesures de slug tests.

À chaque station, la calibration est réalisée sur une période d'infiltration. La validation des calibrations est réalisée sur des périodes d'exfiltration. Un script d'inversion de « balayage de l'espace des paramètres » a été développé. Les critères initiaux du balayage de l'espace des paramètres sont décrits dans le tableau 4.8. Le pas d'échantillonnage initial de la perméabilité et du coefficient d'emmagasinement est uniforme et logarithmique. Le pas d'échantillonnage de la conductivité thermique du milieu poreux est de $0.5 W.m^{-1}.K^{-1}$ et celui de la capacité calorifique volumétrique du milieu poreux de $0.5 10^6 J.m^{-3}.K^{-1}$. À chaque itération de calibration, les ordres de grandeur initiaux sont divisés par 10.

TABLEAU 4.8. Gamme initiale des propriétés hydrothermiques

Paramètre	Min	Max	Pas d'échantillonnage
-log(K)	3	12	1
-log(S_s)	0	5	1
$\lambda(W.m^{-1}.K^{-1})$	1	6	0.5
$\rho C (J.m^{-3}.K^{-1})$	$0.5 10^6$	$4.5 10^6$	$0.5 10^6$

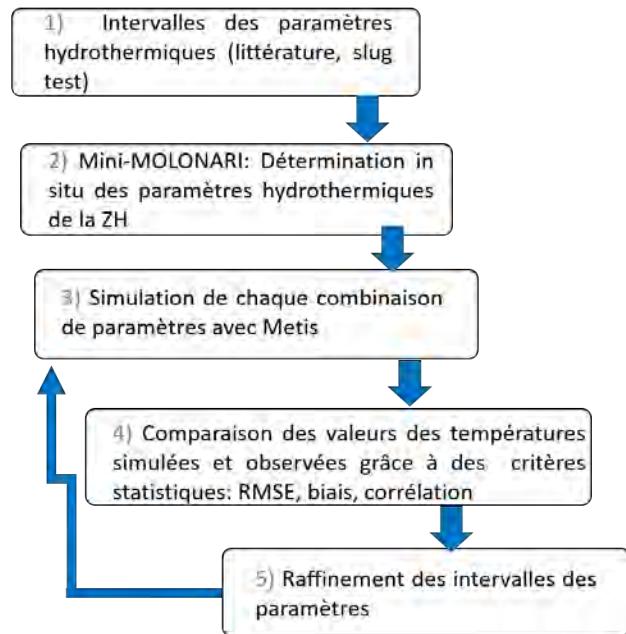


FIGURE 4.16. script d'inversion "Balayage de l'espace des paramètres"

3.3 Calibration des modèles hydrothermiques : détermination des paramètres hydrothermiques des hydrofaciès

Les résultats de la calibration ont permis de reproduire les profils de températures à différentes profondeurs de la zone hyporhéique avec des critères statistiques satisfaisants. Les RMSE globales varient entre 0.1 °C et 0.8 °C, et les coefficients de corrélation entre 0.89 °C et 0.99 °C (Tableau 4.9). Les modèles de chaque MOLONARI ont ainsi été calibrés en périodes d'infiltration et validés en périodes d'exfiltration (Figures 4.17 et 4.18). Les inversions effectuées nous ont permis de déterminer

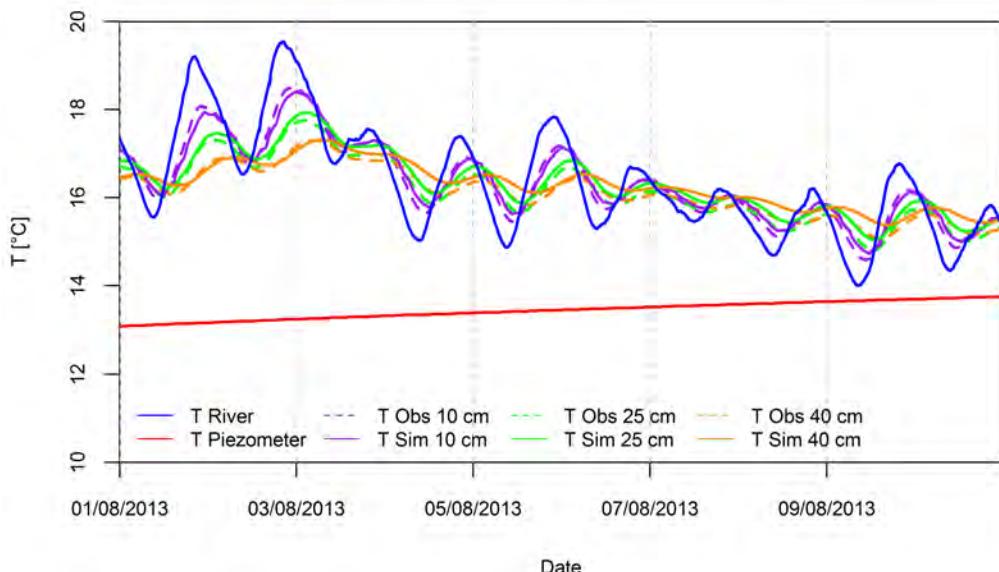


FIGURE 4.17. Calibration sur une période d'infiltration : Chroniques des températures simulées (trait continu) et des températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la MOLONARI 3.

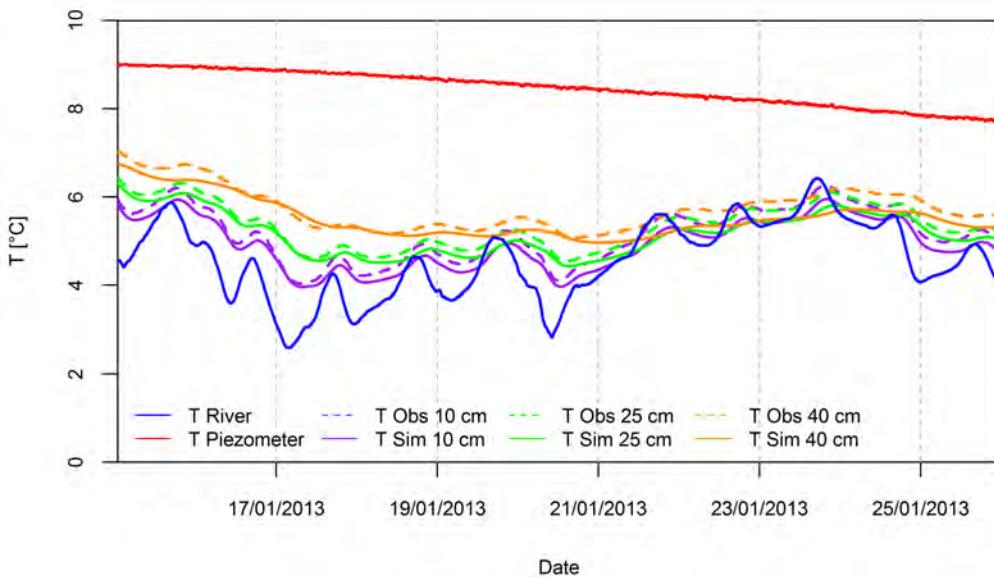


FIGURE 4.18. Validation sur une période d'exfiltration : Chroniques des températures simulées (trait continu) et des températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la MOLONARI 3.

TABLEAU 4.9. Critères statistiques des simulations finales des stations MOLONARI : RMSE la Root Mean Squared Error et γ , le coefficient de corrélation

Station MOLONARI	Profondeur du capteur de température (m)	Infiltration		Exfiltration	
		RMSE (°C)	γ	RMSE (°C)	γ
1	15	0.23	0.89	0.38	0.90
	25	0.5	0.92	0.56	0.92
	35	0.8	0.97	0.2	0.97
2	10	0.16	0.98	0.15	0.99
	20	0.13	0.99	0.16	0.98
	30	0.18	0.97	0.22	0.92
3	10	0.17	0.98	0.12	0.99
	25	0.11	0.99	0.15	0.98
	40	0.16	0.99	0.2	0.97
4	10	0.21	0.91	0.19	0.92
	25	0.13	0.99	0.15	0.97
	40	0.11	0.99	0.2	0.97
5	10	0.13	0.99	0.15	0.99
	20	0.15	0.99	0.16	0.98
	30	0.55	0.92	0.2	0.97

les propriétés hydrodynamiques et thermiques au niveau des cinq MOLONARIs. Le tableau 4.10 indique les valeurs des paramètres hydrothermiques calibrés pour chaque hydrofaciès pour toutes les stations MOLONARI.

TABLEAU 4.10. Paramètres hydrothermiques calibrés pour les cinq stations MOLONARI

Station MOLONARI	Hydrofaciès	ZH	Argile verte	Limons	Blocs de meulières	Argiles à meulières	Calcaires de Brie	Marnes supragypseuses
1	$K (m.s^{-1})$	$5.10^{-6} (ZH_1)$ $2.10^{-6} (ZH_2)$		1.10^{-7}		5.10^{-8}	5.10^{-6}	
	$S_S (m^{-1})$	$2.10^{-3} (ZH_1)$ $0.02 (ZH_2)$		0.01		1.10^{-3}	2.10^{-3}	
	$\rho C (J.m^{-3}.K^{-1})$	4.10^6		$2.5.10^6$		3.10^6	$2.5.10^6$	
	$\lambda (W.m^{-1}.K^{-1})$	1.2		1.2		1.5	2	
2	$K (m.s^{-1})$	2.10^{-5}	2.10^{-7}			1.10^{-6}	5.10^{-5}	
	$S_S (m^{-1})$	0.23	0.02			0.001	0.002	
	$\rho C (J.m^{-3}.K^{-1})$	2.10^6	$2.5.10^6$			$2.8.10^6$	$2.2.10^6$	
	$\lambda (W.m^{-1}.K^{-1})$	2.5	1.5			1.5	2.5	
3	$K (m.s^{-1})$	5.10^{-5}	2.10^{-7}	1.10^{-6}	3.10^{-5}			
	$S_S (m^{-1})$	0.2	0.02	0.01	0.015			
	$\rho C (J.m^{-3}.K^{-1})$	2.10^6	$2.5.10^6$	$2.5.10^6$	2.10^6			
	$\lambda (W.m^{-1}.K^{-1})$	2.5	1.5	1.5	2.5			
4	$K (m.s^{-1})$	$2.10^{-4} (ZH_1)$ $2.10^{-7} (ZH_2)$		1.10^{-7}		5.10^{-6}		2.10^{-8}
	$S_S (m^{-1})$	0.3 (ZH ₁) 0.1 (ZH ₂)		0.015		0.01		0.02
	$\rho C (J.m^{-3}.K^{-1})$	$1.10^6 (ZH_1)$ $2.5.10^6 (ZH_2)$		2.10^6		$2.5.10^6$		2.10^6
	$\lambda (W.m^{-1}.K^{-1})$	6 (ZH ₁) 3 (ZH ₂)		2.5		3.5		2.5
5	$K (m.s^{-1})$	3.10^{-5}		2.10^{-7}	2.10^{-5}			3.10^{-6}
	$S_S (m^{-1})$	0.23		0.012	0.02			0.02
	$\rho C (J.m^{-3}.K^{-1})$	2.10^6		$1.5.10^6$	$2.5.10^6$			$2.5.10^6$
	$\lambda (W.m^{-1}.K^{-1})$	2.5		1.5	3.5			1.5

La ZH des stations 1 et 4 a été partagé, car les dynamiques des quatre capteurs de température des profils ne permettaient pas d'assimiler la ZH à un seul hydrofaciès. Les valeurs de perméabilités les plus faibles de la ZH sont observées au niveau des stations 1 qui correspondent à des loess. La station 4 est caractérisée par la présence des colluvions qui recouvrent une couche argileuse. Les valeurs de la perméabilité de la ZH des stations 2, 3 et 5 sont caractéristiques des colluvions.

La valeur de la conductivité thermique du milieu poreux la plus élevée au niveau du ZH est observée au niveau de la station 4 ($5.5 W.m^{-1}.K^{-1}$). Cela peut être expliqué par la présence des matériaux siliceux au niveau de cette zone.

En ce qui concerne les couches géologiques sous-jacentes, les valeurs des paramètres hydrothermiques de chaque faciès sont assez proches d'une station. Les blocs de meulières présentent les conductivités thermiques les plus élevées du fait de la présence de silice.

3.4 Estimation des flux d'eau et de chaleur échangés au droit des 5 stations MOLONARI sur l'ensemble de la période (2012-2015)

Les Figures 4.19 et 4.19 montrent les résultats de la quantification des flux d'eau et de chaleur pour les 5 MOLONARI. Les infiltrations d'eau sont représentées en rouge et les exfiltrations en bleu. Un flux de chaleur positif correspond à une perte de chaleur de la nappe et un flux négatif correspond à une perte de chaleur de la rivière.

On observe la dominance des exfiltrations (nappe vers la rivière) en amont et des infiltrations (rivière vers nappe) pour les stations 2 et 4. Les stations 3 et 5 fluctuent entre exfiltrations pendant les périodes de hautes eaux et d'infiltrations pendant les périodes de basses eaux. La figure 4.19 montre

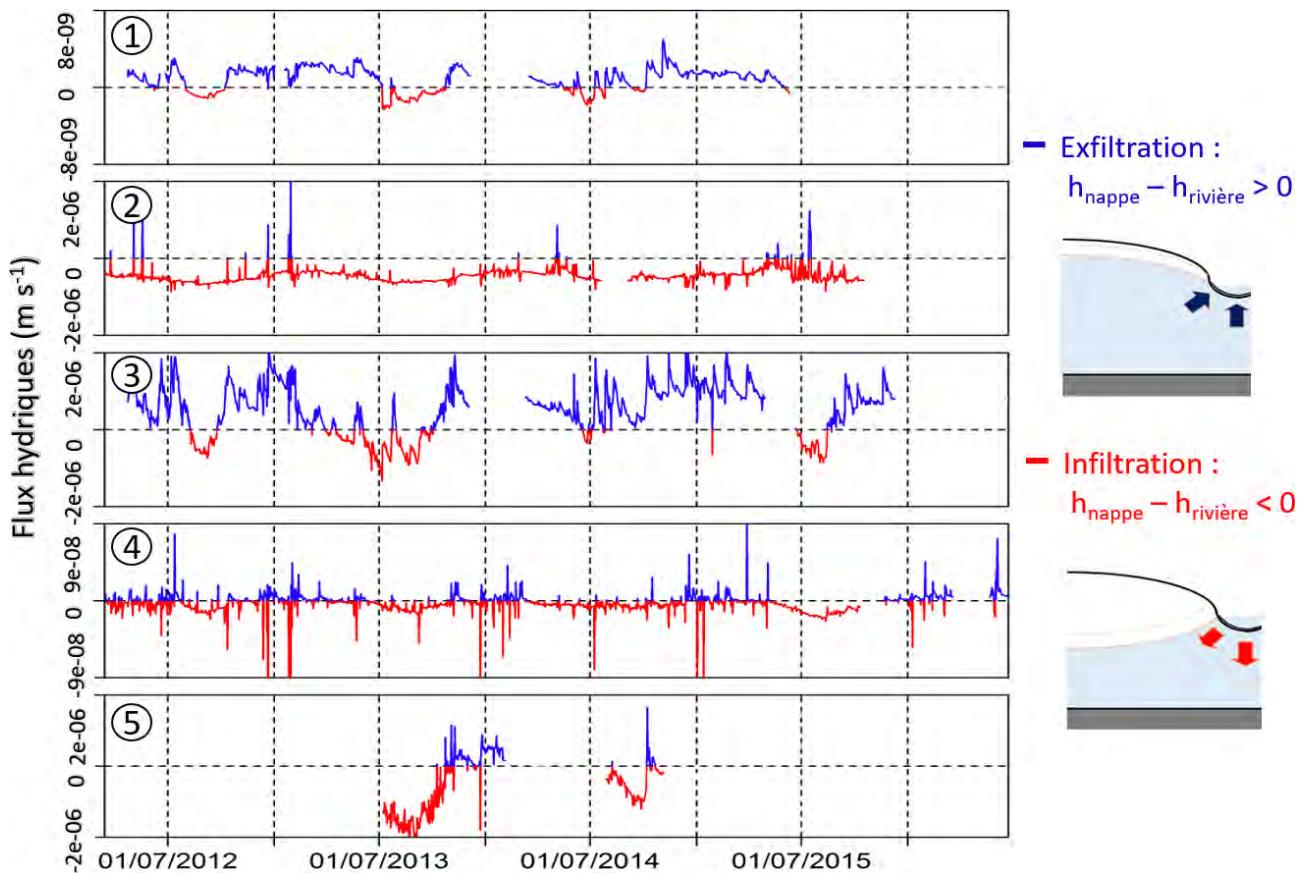


FIGURE 4.19. Quantification des flux hydriques ($m.s^{-1}$) pour les 5 stations MOLONARIS pendant la période (2012-2015) : le trait bleu représente les exfiltrations et le trait rouge les infiltrations

que les échanges hydriques les plus significatifs sont observés au niveau de la section 2, 3 et 5. Les sections 1 et 4 présentent des échanges faibles. Le lit de la rivière au niveau de la section 1 est caractérisé par des matériaux limoneux à argileux qui limitent les échanges d'eau entre la rivière et la nappe. Au niveau de la section 4, les propriétés hydrothermiques de la zone hyporhéique sont caractérisées également par une perméabilité faible. La ZH est composée de deux couches ; la première couche est très perméable et la seconde couche est très imperméable. Cette dernière empêche les échanges entre la nappe et la rivière. Les seuls échanges qui existent à cette station sont les échanges entre la nappe de colluvions et la rivière. Ces résultats sont confirmés par les interprétations des mesures biogéochimiques réalisées dans le chapitre 5. Il a été montré que les teneurs en chlorure des piézomètres de berges de cette station ne pouvaient pas provenir du mélange des eaux des aquifères et des eaux de la rivière.

La section 2 présente les flux thermiques les plus élevés et cela peut être expliqué par la variation de charge hydraulique et de la température observée au niveau du puits (importantes variations dues aux pompages fréquents). Ce résultat montre l'importance de prendre en compte les pompages le long du réseau hydrographique car ceux-ci font varier les flux de chaleur à l'intérieur du corridor hydro-écologique. La section 5 présente des flux hydriques et thermiques élevés. La perméabilité de la zone hyporhéique au niveau de cette section est assez élevée. La zone colluvionnaire joue comme dans la section 4 un grand rôle à cette station.

Le transfert de chaleur par conduction est lié fortement à la différence de température entre l'eau de la rivière et l'aquifère. Le transfert de chaleur par advection est contrôlé par les variations du gradient de charge entre la rivière et l'aquifère et par la direction des flux d'eau (infiltrant ou exfiltrant) qui en résultent. Les flux advectifs modifient les flux conductifs.

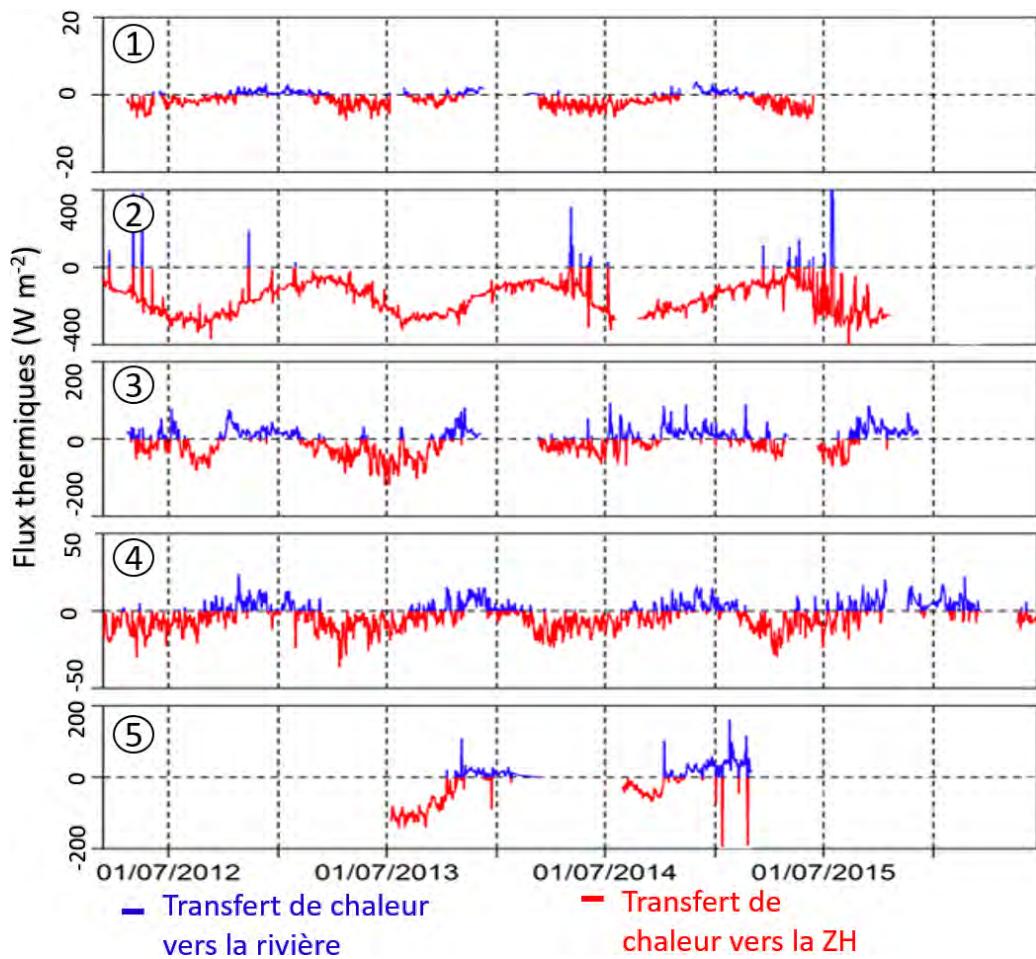


FIGURE 4.20. Quantification des flux de chaleur (W.m^{-2}) pour les 5 stations MOLONARIS pendant la période (2012-2015) : le trait bleu représente les pertes de chaleur de la ZH et le trait rouge les gains de chaleur par la ZH

La Figure 4.21 illustre trois régimes thermiques différents : le premier cas (station 2) où l'advection est dominante, le deuxième cas (station 3) où il s'agit d'une équivalence entre flux conductifs et flux advectifs et le dernier cas (station 4) où la conduction est dominante.

La station MOLONARI 2 est advective, le flux advectif se superpose parfaitement avec le flux total et le flux conductif est faible par rapport au flux advectif. Ce comportement est lié au pompage fréquent dans la berge qui favorise les échanges d'eau entre la rivière et l'aquifère.

Les flux conductifs et advectifs calculés à la station MOLONARI 3 semblent être en équilibre. Cette station est autant influencée par les échanges importants des flux d'eau ainsi que par les propriétés thermiques du milieu.

En ce qui concerne la station 4, le flux conductif est superposé au flux total et présente des variabilités saisonnières importantes (Figure 4.21). Ces trois cas montrent bien la complexité des échanges des flux thermiques d'une station à l'autre, cela s'explique par la variabilité des échanges des flux d'eau, la variabilité du gradient de température et des propriétés hydrothermiques du milieu poreux ainsi que l'influence des pompages tout le long du corridor hydraulique.

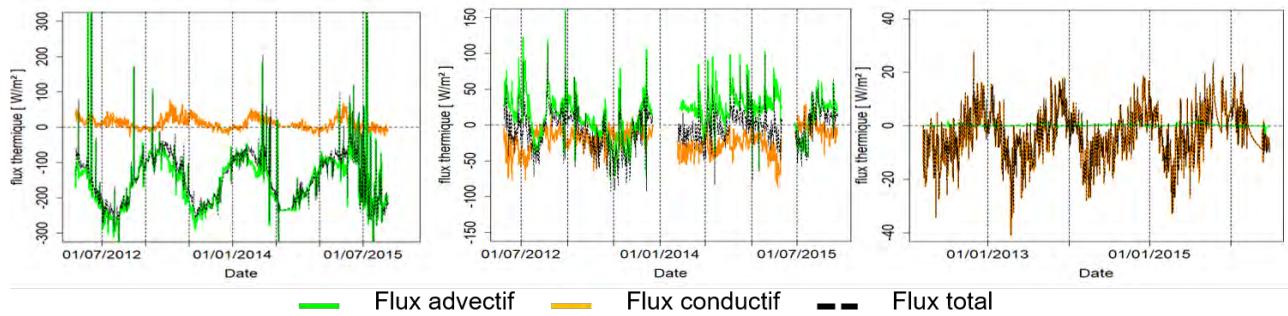


FIGURE 4.21. Quantification des flux conductif et advectif au droit des 3 stations MOLONARI (2, 3, 4) à l'interface rivière-ZH (flux conductif en rouge, flux advectif en vert, flux total en noir)

4 Conclusions et perspectives

Afin de déterminer les facteurs contrôlant les régimes thermiques de l'interface nappe-rivière, une étude de sensibilité a été réalisée sur un cas synthétique. Un modèle 1D a permis de déterminer la profondeur à laquelle la température de l'aquifère devient constante. Cette profondeur est utilisée pour déterminer la dimension d'un modèle simulant les échanges nappe-rivière. Un modèle de transport d'eau et de chaleur (2D) (METIS) couplé à un script de balayage de l'espace des paramètres a été réalisé. Les résultats mettent en évidence les facteurs qui influencent principalement les flux de chaleur sont :

- premièrement, les conditions climatiques à travers le gradient thermique saisonnier établi entre la rivière et l'aquifère pendant les périodes d'hiver et d'été ;
- les paramètres hydrodynamiques et thermiques du milieu poreux, en particulier la perméabilité.

La perméabilité contrôle directement la magnitude des flux conductifs et advectifs. En fonction des valeurs de la perméabilité du milieu poreux, il existe deux régimes thermiques : pour les perméabilités élevées ($> 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$), les flux advectifs dominent clairement, tandis que pour les perméabilités faibles, les flux conductifs sont prédominants.

Le second régime (conductif) est entièrement contrôlé par la différence entre les températures entre la rivière et l'aquifère. La profondeur thermiquement active telle que définie dans cette étude varie entre 0.2 et 6 m. Cette profondeur est réduite dans les cas d'exfiltration et modulée par le gradient thermique. Les échanges thermiques entre la rivière et l'aquifère sont plus importants dans la configuration estivale descendant lorsque le gradient thermique entre la rivière et l'aquifère est plus élevé. Les résultats de cette étude permettent de mieux comprendre le rôle tampon du lit de la rivière et des flux de chaleur.

La démarche de modélisation suivie pour le cas synthétique est appliquée au droit des cinq stations MOLONARI afin de quantifier les flux d'eau et les flux conductif et advectif à l'interface nappe-rivière le long du corridor hydraulique des Avenelles. Les données de terrain obtenues au droit des 5 stations MOLONARI au pas de temps de 15 min ont été utilisées. À chaque station, une calibration est réalisée. Les résultats du modèle montrent un très bon accord entre les valeurs de températures simulées et observées à différentes profondeurs de la ZH avec des critères statistiques satisfaisants. Ces résultats permettent de comprendre le fonctionnement thermique pluriannuel de chaque station. Une grande variabilité spatio-temporelle d'échanges de flux de chaleur à l'interface nappe-rivière est observée au niveau des cinq stations MOLONARI. Les flux d'énergie totaux échangés varient entre -150 W.m^{-2} (cas infiltrant) et 250 W.m^{-2} (cas exfiltrant). Les échanges hydriques et thermiques les plus significatifs sont observés au niveau des stations 2, 3 et 5. Les stations 1 et 4 présentent des échanges faibles surtout au niveau de la station 1 où les échanges sont quasiment nuls. Au niveau de

la station 1, les flux thermiques sont échangés essentiellement par conduction vu que les échanges hydriques sont faibles (Figure 4.22). La station 2 présente des flux thermiques élevés et le transfert de chaleur s'effectue principalement par advection(Figure 4.22). Ceci résulte d'un pompage dans la berge. Au niveau de la station 3, les échanges des flux hydriques sont importants alors que la rivière coule sur des argiles vertes. Ces argiles devraient rendre les échanges plus difficiles. Ceci montre le rôle de la zone colluvionnaire qui échange avec la rivière (Figure 4.22). La station 3 présente une alternance entre flux advectif et conductif en fonction des hautes eaux et des basses eaux. Au niveau de la station 4, les faibles échanges observés sont en accord avec les observations de concentrations en chlorures présentés dans le chapitre 5. Le transfert de chaleur au niveau de la station 4 s'effectue principalement par conduction. La station 5 présente une alternance entre flux conductif et advectif (Figure 4.22).

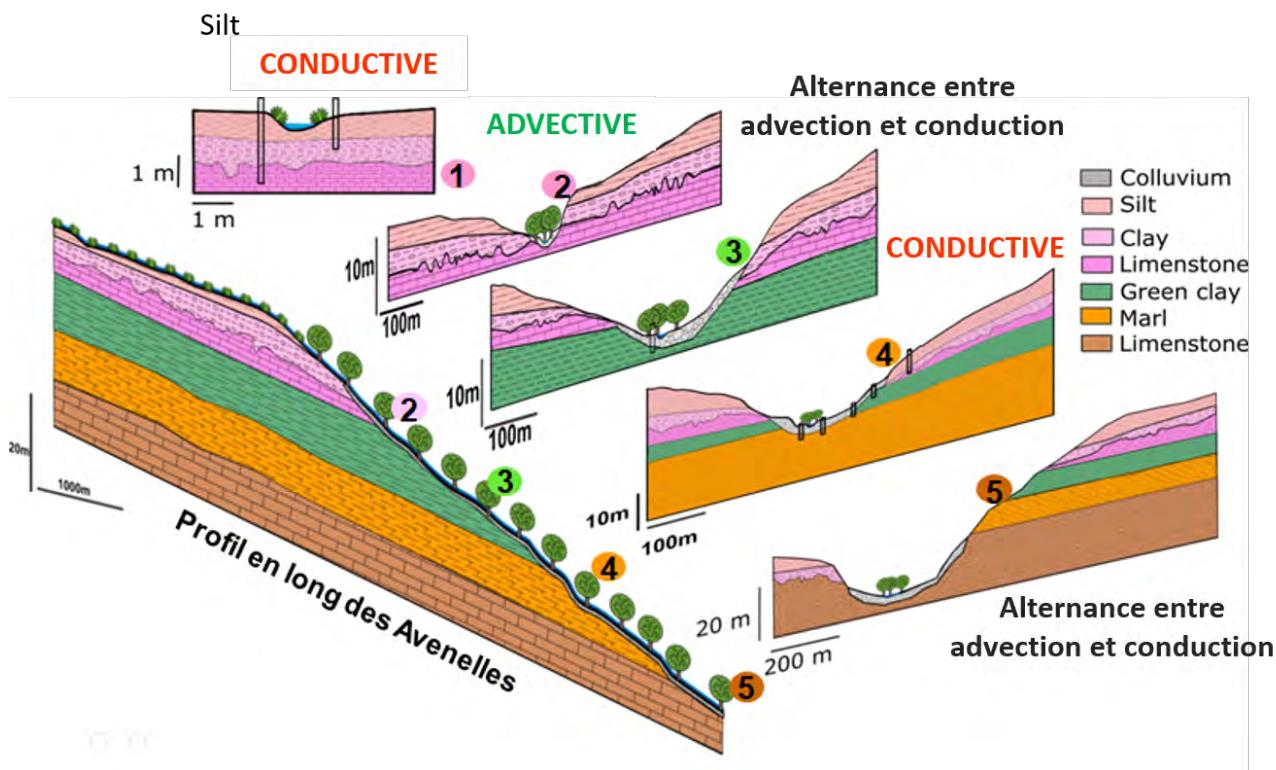


FIGURE 4.22. Synthèse des flux hydrothermiques échangés entre la nappe et la rivière au droit des stations MOLONARI

En conclusion, les résultats montrent que les flux d'eau d'échange nappe-rivière sont très faibles dans le nord du bassin. Dans le centre du bassin et à l'exutoire, les échanges principaux sont entre la zone colluvionnaire et la rivière. Les échanges avec la nappe de la Brie semblent se réaliser via la zone colluvionnaire. Les variabilités des flux de chaleur observées sont principalement liées aux différences de couvert végétal et à la composition de la zone hyporhéique.

Au cours de la prochaine phase du PIREN-Seine, les données des stations MOLONARI acquises depuis 2015 seront utilisées afin de réduire l'incertitude, d'améliorer l'identifiabilité des paramètres et d'augmenter notre compréhension de la réactivité hydrodynamique et thermique de l'interface nappe-rivière. La variation des flux d'eau et de chaleur pendant les événements extrêmes sera étudiée. De plus, un lien entre ces modèles et les mesures biogéochimiques présentées dans le chapitre 5 sera fait lors de la phase VIII du PIREN-Seine.

Une fois cette étape réalisée, un changement d'échelle sera réalisé afin d'assurer la continuité de flux entre l'échelle des MOLONARI simulée avec METIS et l'échelle du bassin modélisée avec CAWAQS. Le modèle des écoulements du bassin versant des Avenelles sera recalibré avec ces résultats.

Estimation des échanges nappe-rivière locaux et de leur variation le long d'un réseau hydrographique : Développement d'un capteur innovant et application au bassin agricole des Avenelles

Karina Cucchi^{1,2,*}, Agnès Rivière^{1,**}, Aurélien Baudin¹, Yoram Rubin², Nicolas Flipo¹

¹ MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

² Department of Civil and Environmental Engineering, University of California, Berkeley, Californie, États-Unis

* karina.cucchi@mines-paristech.fr

** agnes.riviere@mines-paristech.fr

Résumé

Cette phase du PIREN-Seine a permis de développer une méthodologie de quantification des échanges nappe-rivière d'eau et de chaleur à l'échelle locale, couplant mesure de terrain innovante, modélisation numérique et inférence statistique. Tous les outils sont disponibles sur github ainsi que les notices techniques (Rivière et al., 2020; Rivière and Cucchi, 2020b,a). Cette méthodologie est applicable à l'échelle locale de la zone hyporhéique (ZH), appelée plus généralement le lit de la rivière. Biogéochimiquement active, cette zone joue un rôle important dans le cycle des nutriments et des polluants et contribue au bon état des cours d'eau.

La méthodologie s'appuie sur l'utilisation de la chaleur comme traceur des écoulements. Cette phase a permis le développement d'un capteur innovant Molonari-Mini, une méthodologie d'estimation des paramètres hydrothermiques et des échanges d'eau et de chaleur à partir des données du capteur. Des campagnes de terrain ont été conduites pour déterminer les propriétés hydrothermiques du milieu et les échanges d'eau et de chaleur spatialement distribués le long du réseau hydrographique du bassin des Avenelles.

La première partie de la phase a permis de concevoir et développer le capteur Molonari-Mini repose sur le couplage entre une mesure de différence de hauteur d'eau entre le haut et le bas d'un profil vertical dans la ZH, et des mesures de température verticalement distribuées le long de ce profil. Le système de mesure Molonari-Mini a été conçu pour être bon marché, robuste sur le terrain, facile d'installation, et adapté à une variété d'environnements géologiques (Rivière et al., 2014, 2020; Rivière and Cucchi, 2020b,a; Cucchi et al., 2018) . Cette phase a également permis de développer un protocole de calibration afin de convertir les mesures de tension délivrées par le capteur en différence de charge hydraulique entre la ZH et la rivière (Rivière and Cucchi, 2020b).

Dans un deuxième temps, une méthodologie d'estimation des paramètres hydrothermiques de la ZH a été développée et implémentée. À partir du modèle numérique hydrothermal Ginette (Rivière et al., 2020) modélisant la distribution de température le long du profil ZH en fonction des conditions aux bords et des propriétés hydrothermiques du milieu, une méthodologie d'estimation bayésienne des propriétés permet d'obtenir leur distribution a posteriori, conditionnellement aux mesures collectées par le Molonari-Mini. L'identifiabilité des paramètres dépend du régime dominant des échanges de chaleur (régime advectif ou conductif) entre la rivière et la ZH. Dans tous les cas, les échanges d'eau et de chaleur dominants sont identifiables à partir des données du Molonari-Mini : les échanges advectifs sont identifiables en régime advectif, les échanges conductifs sont identifiables en régime conductif (Cucchi et al., prep).

Pour citer cet article : K. Cucchi et al., Estimation des échanges nappe-rivière locaux et de leur variation le long d'un réseau hydrographique : Développement d'un capteur innovant et application au bassin agricole des Avenelles, dans Fonctionnements hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau, A. Rivière et al. (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

Cette méthodologie a été appliquée au bassin des Avenelles. 25 ont pu être interprétés. À chaque point de mesure, les propriétés hydrothermiques de la ZH ont pu être estimées, ainsi que les échanges d'eau et de chaleur haute-fréquence sur une période correspondant à la période d'installation de chaque Molonari-Mini. Les résultats confirment l'importante variabilité spatiale des propriétés hydrogéologiques de la ZH (perméabilité intrinsèque entre 10^{-14} et 10^{-10}m^2), qui peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur sur un même tronçon de rivière. La variabilité spatio-temporelle des échanges d'eau et de chaleur semble être principalement associée à la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique de la ZH, ces résultats soulignent l'importance de l'estimation des propriétés hydrogéologiques de la ZH pour caractériser la dynamique des échanges nappe-rivière d'eau et de chaleur et comprendre comment ces échanges contribuent au bon état des cours d'eau.

Points clés

- Développement d'une méthodologie utilisant la chaleur comme traceur des échanges entre la rivière et la ZH
- Développement d'un capteur innovant Molonari-Mini robuste et à bas coût
- Couplage du code numérique hydrothermique Ginette avec un code d'inférence statistique
- Estimation des paramètres hydrothermiques dans la ZH à partir des mesures haute-fréquence du Molonari-Mini et simulation des flux d'eau et de chaleur nappe-rivière le long du réseau hydrographique
- Caractérisation de la dynamique des échanges nappe-rivière spatialement distribués sur le bassin des Avenelles

Sommaire

Contents

1	Introduction	108
2	Molonari-Mini: Suivi haute-fréquence des échanges d'eau et de chaleur dans le lit de la rivière	109
2.1	Présentation du dispositif expérimental Molonari-Mini	109
2.2	Le capteur de pression	110
2.3	Déploiement du Molonari-Mini sur le terrain et exploitation des mesures	114
2.4	Importance du capteur innovant Molonari-Mini	122
3	Estimation bayésienne des propriétés hydrothermiques du lit de la rivière	122
3.1	Introduction	122
3.2	Méthodologie d'estimation bayésienne des propriétés de la ZH et des échanges d'eau et de chaleur à partir des données Molonari-Mini	124
3.3	Identification des propriétés de la ZH et des flux d'eau à partir des mesures Molonari-Mini	127
3.4	Conclusion	130
4	Variation spatiale des paramètres hydrothermiques et des échanges nappe-rivière le long d'un réseau hydrographique	131
4.1	Campagnes de terrain et collection des données	131
4.2	Analyse des estimations de perméabilité intrinsèque et d'échanges d'eau à l'échelle locale	132
4.3	De l'échelle locale à l'échelle du bassin: Distribution spatiale des échanges nappe-rivière sur le bassin des Avenelles	133
4.4	Analyse des contrôles hydrogéologiques des échanges d'eau sur le bassin des Avenelles	137
5	Conclusion	138

1 Introduction

La zone hyporhéique (ZH) est la région située à l'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines, où les échanges résultent à la fois de la dynamique des eaux de surface et des propriétés hydrogéologiques de la subsurface. De par sa localisation entre les eaux de surface et les eaux souterraines, la ZH est caractérisée par des gradients hydrogéophysiques élevés, et les flux d'eau qui la traversent potentiellement de nombreuses fois jouent un rôle important dans l'atténuation des contaminants et le cycle des nutriments. En particulier, la ZH joue un rôle majeur dans l'atténuation de la pollution aux nitrates, due à l'utilisation des engrains azotés pour l'agriculture. À l'aide d'un modèle hydrogéochimique couplé surface-souterrain, Flipo et al. (2007b) a estimé qu'environ 20% des nitrates s'infiltrant dans les eaux de subsurface sont retirés lors du passage par la ZH. Les processus biogéochimiques dans la ZH jouent un rôle important dans la qualité de l'eau à l'échelle du bassin, et sont gouvernés par les échanges hydrogéologiques. Une meilleure compréhension de ces échanges d'eau locaux et de leur variabilité spatiale le long du réseau hydrographique est nécessaire pour comprendre leurs rôles sur la quantité et la qualité d'eau à l'échelle du bassin, échelle où les décisions de gestion de l'eau sont prises (Fleckenstein et al., 2010; Krause et al., 2011) (Figure 5.1).

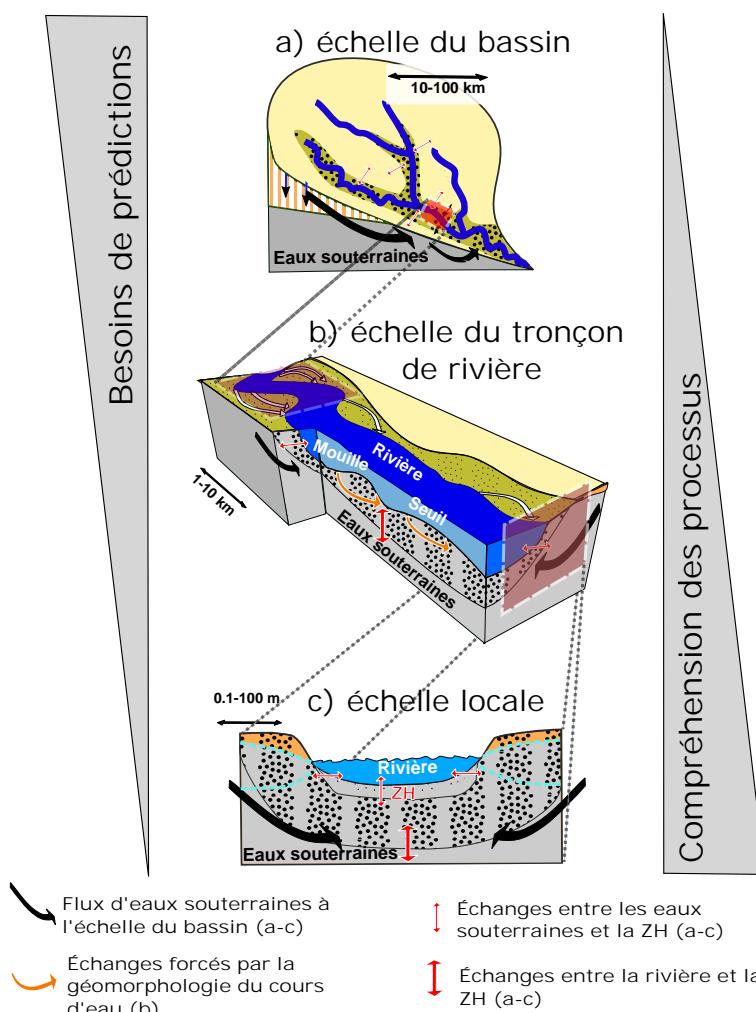


FIGURE 5.1. Échanges nappe-rivière de l'échelle locale à l'échelle du bassin. Adapté de Flipo et al. (2014) et Krause et al. (2011).

Diverses méthodes expérimentales ont été utilisées pour estimer les échanges surface-sous-sol et les propriétés de la ZH sur le terrain, telles que l'utilisation de traceurs (Cranswick et al., 2014; Engelhardt et al., 2011; Ferreira et al., 2018; Cox et al., 2007; Gooseff and McGlynn, 2005; Harvey et al., 1996) et d'instruments de quantification des flux infiltrés (Seepage meters, Lee (1977); Landon et al. (2001); Alexander and Caissie (2003)). Par ailleurs, l'utilisation de capteurs thermiques discrets s'est rapidement développée au cours des dix dernières années (Anderson, 2005; Anibas et al., 2011; Conant, 2004; Constantz et al., 2002; Constantz, 2008; Cuthbert et al., 2010; Greswell et al., 2009; Hatch et al., 2006; Kalbus et al., 2007; Schmidt et al., 2007; Westhoff et al., 2011). À l'échelle locale, cette approche consiste à utiliser la chaleur comme traceur des écoulements d'eau, en tirant parti du fait que la température des eaux de surface fluctue naturellement à une échelle de temps journalière tandis que la température des eaux souterraines demeure plus stable dans le temps, autour de la température annuelle moyenne de l'air (Anderson, 2005; Stonestrom and Constantz, 2003; Constantz, 2008; Rau et al., 2014). De plus, la température est un traceur naturel relativement facile et peu coûteux à mesurer en continu et avec une perturbation minimale de la structure sédimentaire (Engelhardt et al., 2011).

Cette phase du PIREN-Seine a permis la mise en place d'une méthodologie d'estimation des propriétés hydrothermiques de la ZH, permettant de simuler les flux d'échange d'eau et de chaleur entre la rivière et la ZH. Cette méthodologie est constituée de trois phases : conception du capteur Molonari-Mini, estimation des propriétés hydrothermiques et des flux à partir des mesures Molonari-Mini, et application au bassin des Avenelles. Dans un premier temps, nous présentons le Molonari-Mini, son principe de fonctionnement, sa calibration, son installation sur le terrain, ainsi que l'illustration de son utilisation par l'estimation d'une série temporelle d'échanges nappe-rivière à haute fréquence à partir d'un jeu de mesure collecté par un système Molonari-Mini. Dans un second temps, nous présentons la méthode d'estimation des propriétés hydrothermiques de la ZH avec le modèle numérique Ginette (Rivière et al., 2020) et une méthode d'inférence bayésienne. Dans un dernier temps, l'application à la Zone Atelier du bassin des Avenelles est présentée, grâce aux campagnes de terrain et à l'interprétation des mesures Molonari-mini collectées le long de son réseau hydrographique.

2 Molonari-Mini : Suivi haute-fréquence des échanges d'eau et de chaleur dans le lit de la rivière

Dans ce paragraphe, nous présentons le système Molonari-Mini, son principe de fonctionnement, sa calibration, son installation sur le terrain, ainsi que l'illustration de son utilisation par l'estimation d'une série temporelle d'échanges haute-fréquence d'eau et de chaleur entre la nappe et la rivière à partir d'un jeu de mesure collecté sur le terrain.

2.1 Présentation du dispositif expérimental Molonari-Mini

Le capteur innovant Molonari-Mini (MONitoring LOcal NAppé-RIVière-mini) a pour but de suivre les échanges verticaux et hautes fréquences d'eau et de chaleur entre une rivière et son aquifère sous-jacent à l'échelle locale (de l'ordre du mètre carré). Le Molonari-Mini repose sur le couplage de deux types de mesures : la mesure de différence de charge hydraulique entre la rivière et la ZH d'une part, et celle du profil de température au sein de la colonne de la ZH d'autre part. En cela, le concept est similaire à celui des stations Molonari pérennes du bassin des Avenelles (Chapitre 5).

Tandis que les stations Molonari sont des stations permanentes qui mesurent les échanges selon une coupe transversale de la rivière, les stations Molonari-Mini sont des stations éphémères qui mesurent les échanges localement dans une colonne de sédiments verticale de la ZH. Le système de mesure a donc été adapté pour prendre des mesures dans un volume plus réduit, et pour pouvoir estimer des mesures de différences de charges hydrauliques plus précises, de l'ordre du millimètre.

Le Molonari-Mini est constitué de deux systèmes : le système de mesure du profil vertical de température, et le système de mesure de la différence de charges hydrauliques. Le système de mesure du profil de température est constitué de cinq capteurs de température régulièrement espacés le long d'une tige placée verticalement dans la ZH. Ces capteurs mesurent la température à un intervalle de 15 minutes, permettant ainsi de suivre la propagation des variations diurnes de température de la rivière en profondeur au sein de la ZH. L'implémentation du système de température sur le terrain est détaillée dans le paragraphe 2.3.1. Le système de pression utilise un capteur de pression différentiel qui permet de suivre directement la différence de charge entre la rivière et le bas de la colonne de la ZH. Ce capteur repose sur le suivi des déformations d'une membrane à l'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Ces mesures sont effectuées toutes les 15 minutes, de manière synchrone avec les mesures de température. Le fonctionnement mécanique et électronique du système de pression est présenté dans le paragraphe 2.2 et son implémentation sur le terrain est présentée dans le paragraphe 2.3.1.

Le Molonari-Mini est adapté à des cours d'eau relativement petits, avec un ordre de Strahler entre 1 et 3 (Strahler, 1957). Il est donc adapté à des rivières de tête de bassin. Le cours d'eau doit être accessible à pied, et la hauteur d'eau en rivière doit être inférieure à 1 mètre pour que l'installation du capteur soit faisable. Le Molonari-Mini est conçu pour opérer dans des conditions saturées, lorsque la rivière et la ZH sont dans un état connecté (Brunner et al., 2009; Rivière et al., 2014). Le coût du Molonari-Mini est de 500€ environ, incluant le prix des enregistreurs de données Onset® Hobo® et excluant le coût de la main-d'œuvre. Le Molonari-Mini est robuste et adapté à de multiples environnements géologiques, des environnements sableux à des environnements plus compacts tels que des colluvions.

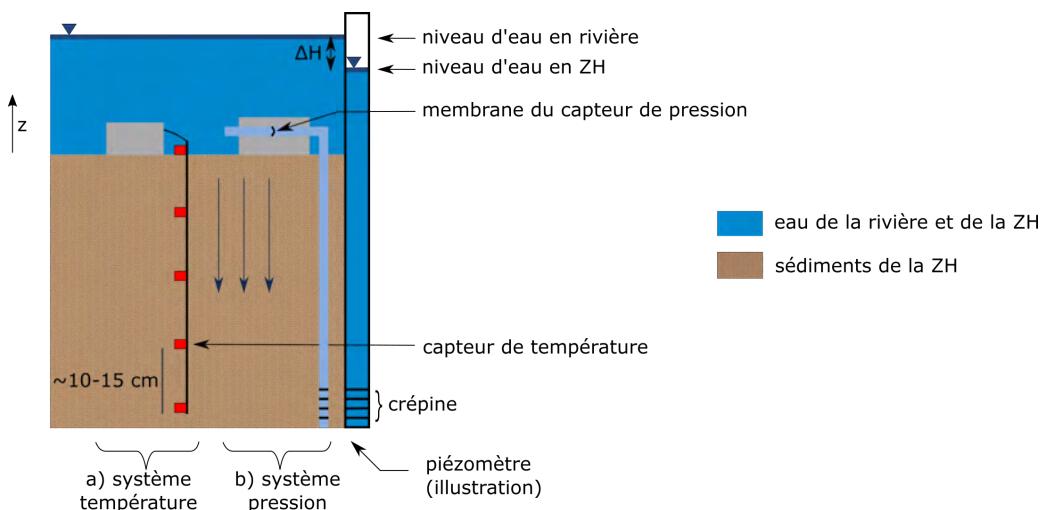


FIGURE 5.2. Schéma du Molonari-Mini en coupe verticale. Le dispositif repose sur le couplage d'un (a) système de capteurs de température verticalement distribués et (b) d'un capteur de pression différentiel permettant de mesurer la différence de charges hydrauliques ΔH entre la rivière et la ZH. La déformation de la membrane du capteur de pression différentiel permet de mesurer la différence de charges hydrauliques. Le piézomètre sur la droite de la figure ne fait pas partie du dispositif expérimental, il est montré ici pour illustrer la différence de charge mesurée par le capteur de pression différentiel.

2.2 Le capteur de pression

Le capteur de pression mesure la différence de charges hydrauliques entre le haut et le bas de la colonne verticale de sédiments. Typiquement de l'ordre du centimètre ou moins, ces mesures sont difficiles à obtenir avec une bonne précision (Essaid et al., 2008).

2.2.1 Fonctionnement mécanique et électronique

Le capteur de pression est construit d'après le schéma électronique présenté par Greswell et al. (2009). Cette technologie a été modifiée de manière à avoir un gain ajustable pour pouvoir obtenir une précision adaptée aux différences de pression attendues sur le terrain.

La mesure de différence de pression repose sur un capteur de pression qui convertit cette différence de pression en tension électrique enregistrée par l'enregistreur de données Onset® Hobo®. Mesurer une différence directement permet d'éviter de prendre en compte les variations de pression atmosphérique. Le capteur de pression utilisé dans le Molonari-Mini est le capteur de pression 26PCA conçu par Honeywell, USA. Ce capteur contient une membrane piézorésistive qui se déforme avec une amplitude dépendant de la différence de pression appliquée à la membrane. Placée entre le tube connecté à la rivière et le tube connecté à la ZH, cette membrane délivre une tension électrique proportionnelle à la différence de charge hydraulique entre la rivière et le bas de la colonne de la ZH. Le capteur 26PCA mesure des pressions jusqu'à 1 psi (correspondant à une hauteur de 0.7 m d'eau) dans les deux directions, et résiste à des pressions jusqu'à 20 psi (14m), il résiste donc à des variations extrêmes de niveau d'eau en rivière. Le capteur est capable de mesurer des différences de pressions positives et négatives et peut donc être utilisé dans des conditions d'infiltration comme dans des conditions d'exfiltration. Dans des conditions d'utilisation avec une tension de 5V, la sensibilité du capteur de pression est de 8.35 mV/psi (0.119 mV/cm d'eau).

Le capteur de pression est intégré dans un circuit électronique qui ajuste le voltage de sortie de la membrane piézorésistive à l'intervalle de fonctionnement de l'enregistreur de données Onset® Hobo®, qui est de 0-2.5V (Figure 5.3). Un amplificateur analogue avec gain ajustable est configuré de telle sorte que le Molonari-Mini mesure des différences de charge entre +10 et -10cm. Étant donné la sensibilité du capteur de pression, la différence de charges hydrauliques typiquement attendue dans la ZH, et la gamme d'enregistrement de l'enregistreur de données Onset® Hobo®, le gain a été ajusté à 10^3 , amplifiant ainsi le signal délivré par la membrane piézorésistive des millivolts à des volts. Enfin, une diode de référence 1.25V placée en sortie du circuit électronique translate la gamme de tension finale à 0-2.5V, qui est la gamme adaptée à l'utilisation de l'enregistreur de données Onset® Hobo®.

2.2.2 Calibration du capteur de pression

Le capteur de pression émet en sortie une tension qui est principalement fonction de la déformation de la membrane piézorésistive. Cependant, l'expérience a montré que le circuit est également sensible aux variations de température ambiante. La relation entre la différence de pression, la température, et la tension de sortie, dépend du gain choisi pour l'amplificateur analogue, mais aussi de la sensibilité de chacun des composants électroniques à la température. Chaque capteur doit ainsi être calibré individuellement pour estimer la relation permettant de calculer la différence de charges hydrauliques correspondant à une certaine tension électrique et une certaine température.

2.2.2.1 Calibration du capteur de pression à la différence de charges hydrauliques

Dans un premier temps, le capteur doit être calibré pour estimer la relation entre la différence de pression appliquée et la tension mesurée en sortie, pour une température donnée.

Cette calibration est conduite à l'aide de deux tubes, l'un représentant la hauteur d'eau en rivière H_{riv} et l'autre représentant la hauteur d'eau au bas de la colonne de la ZH, H_{ZH} (Figure 5.4). Ces deux tubes sont placés verticalement et sont connectés au capteur de pression. La hauteur d'eau est modifiée dans l'un des tubes, et la tension correspondante est enregistrée en sortie. Cela est répété jusqu'à atteindre la saturation de la data logger, à 0V ou 2.5V (Fig 5.5).

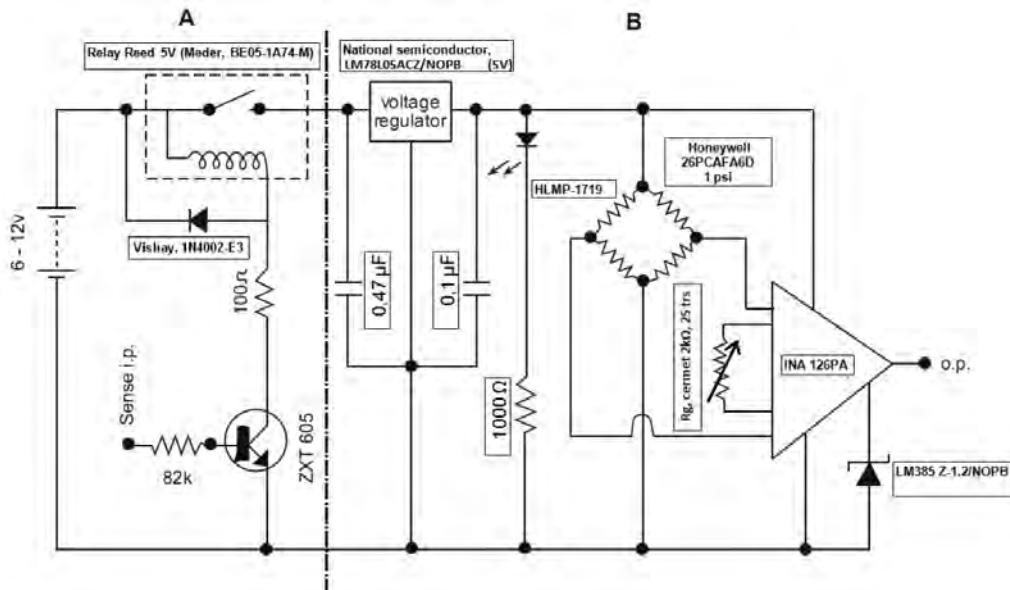


FIGURE 5.3. Représentation du circuit électronique du capteur de pression. Le circuit a été adapté à partir de celui de Greswell et al. (2009) en replaçant l'amplificateur original par un amplificateur analogique à gain variable.

La tension mesurée est une fonction linéaire de la différence de hauteur d'eau appliquée, $\Delta H = H_{ZH} - H_{riv}$. Les paramètres de l'équation suivante peuvent donc être estimés à partir des données du test de calibration, à la température T_{ref} donnée.

$$\Delta H(U, T_{ref}) = \alpha + \beta U \quad (5.91)$$

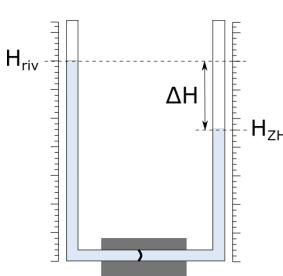


FIGURE 5.4. Dispositif expérimental pour calibrer le différentiel de tension U en fonction de la différence de charges ΔH , à température T_{ref} donnée
U en fonction de la différence de charges ΔH , à température T_{ref} donnée

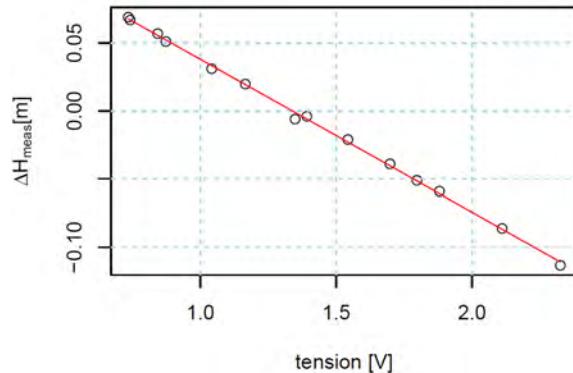


FIGURE 5.5. Différence de charge ΔH_{meas} appliquée au capteur de pression différentiel en fonction de la tension mesurée et à température T_{ref} donnée

2.2.2.2 Calibration du capteur de pression aux variations de température

La mesure de tension en sortie du capteur varie en fonction de la température ambiante. Ce paragraphe présente la méthode de calibration développée pour prendre en compte cette variabilité.

Les expériences sont réalisées en chambre climatique, qui permet de programmer le cycle de température ambiante lors de la prise de mesure (Figure 5.6a). Si un bain thermostaté est disponible, celui ci peut être utilisé en remplacement de la chambre climatique.

Pour chaque capteur, trois expériences sont conduites. Dans chaque expérience, une différence de charges hydrauliques fixe est appliquée aux bornes du capteur de pression. Celui-ci est placé dans la chambre climatique, où la température est programmée pour varier de manière linéaire pendant toute la durée du test. Ces variations correspondent aux variations annuelles de température de l'eau du réseau hydrographique des Avelles (par exemple, 5C-30C). La tension et la température ambiante sont enregistrées dans la chambre climatique avec une périodicité de 1 min.

Ces expériences montrent qu'à différence de pression fixée, la tension varie avec la température de manière linéaire (Figure 5.6b). Le signal de tension est bruité, cela correspond aux vibrations dans la chambre climatique due au moteur contrôlant la température. Le signal mesuré est approximé par une régression linéaire de la tension mesurée en fonction de la température, et le résultat de cette régression est considérée par la suite.

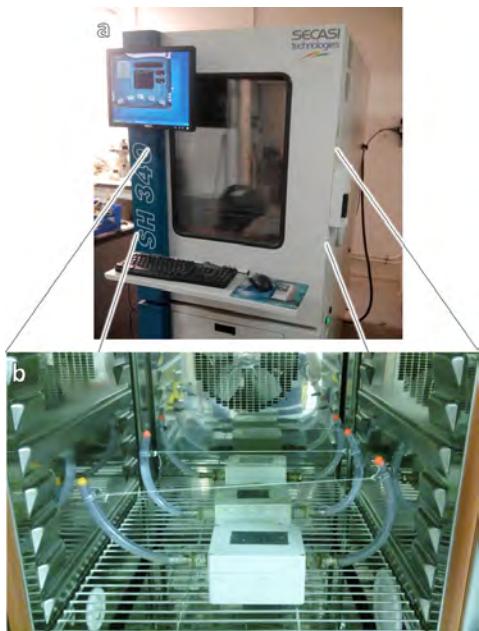


FIGURE 5.6. Dispositif expérimental pour calibrer la tension en fonction de la température ambiante : (a) chambre climatique et interface de programmation (b) boîtes de pression à l'intérieur de la chambre climatique. On applique des hauteurs d'eau correspondant à une certaine différence de charge hydraulique entre les tubes de chaque côté du capteur de pression, cette différence de charge reste fixe alors que la température dans la chambre climatique varie. La tension est mesurée, pour une différence de charge hydraulique constante, au cours d'un cycle de température qui est préprogrammé.

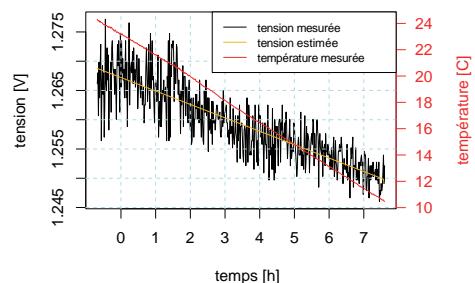


FIGURE 5.7. Exemple de tension (en noir) et de température (en rouge) mesurée pendant l'expérience de calibration en chambre climatique, pour une différence de charge constante (ici $\Delta H = +3,2\text{cm}$).

2.2.2.3 Établissement de la relation entre ΔH , U et T

Pour prendre en compte la variation de la mesure de tension avec la différence de charge et la température, l'équation 5.91 est modifiée comme suit :

$$\Delta H(U, T) = \xi_0 + \xi_1 U + \xi_2 T \quad (5.92)$$

L'estimation des coefficients se fait comme suit. D'abord, les coefficients α et β de l'équation 5.91 sont estimés à partir des mesures de l'expérience de calibration décrite dans le paragraphe 2.2.2.1. Ensuite, les données de tension de l'expérience en chambre climatique décrite dans le paragraphe 2.2.2.2 sont utilisées pour calculer la différence de charges ΔH_{fit} correspondant à la tension mesurée, en utilisant l'équation 5.91 qui ne prend pas en compte l'effet de la température. Cette différence de charges estimée ΔH_{fit} est comparé aux différences de charges effectivement appliquées pendant l'expérience 2.2.2.2, ΔH_{meas} . La différence $\Delta H_{meas} - \Delta H_{fit}$ correspond à la correction qu'il faut appliquer pour corriger l'effet de la température sur la mesure de tension. Cette erreur permet d'estimer le coefficient ξ_2 par régression linéaire, en modélisant l'erreur $\Delta H_{meas} - \Delta H_{fit}$ en fonction de la température ambiante T . Les coefficients restants ξ_0 et ξ_1 peuvent ensuite être estimés par identification des équations 5.91 et 5.92, où la température est fixée à $T = T_{ref}$ dans l'équation 5.91. Les régressions linéaires sont implémentées avec le programme R ([R Core Team, 2017](#)).

Le tableau 5.1 résumé des coefficients obtenus suite à la calibration de 5 capteurs de pression. Il illustre la variabilité des coefficients de calibration d'un système à l'autre, due à la variabilité entre les composants utilisés d'un système à l'autre. Ainsi, il est recommandé de calibrer chaque capteur de pression indépendamment.

La figure 5.8 montre l'augmentation de l'erreur $\Delta H_{meas} - \Delta H_{fit}$ à mesure que la température ambiante dans la chambre climatique s'éloigne de la température $T_{ref} = 18^\circ\text{C}$, température ambiante lors de la calibration entre la tension et la différence de charges. Dans le cas du capteur présenté, lorsque la température est de 5°C , le biais introduit si la température n'est pas corrigée est de 2cm, justifiant l'utilisation l'équation 5.92.

L'erreur dans l'estimation de la différence de charges en fonction de la température après correction de l'effet de la température sur la mesure est de l'ordre de 2mm (Figure 5.8). Cette erreur résiduelle peut être expliquée par les imperfections dans les composants du capteur de pression, par l'hystéresis de la membrane piézoélectrique, par le décalage temporel entre la température ambiante et la température de l'eau au contact de cette membrane, ou encore par la vibration de la chambre climatique pendant la mesure. Cependant, l'erreur a été réduite de 2cm à 2mm une fois la température prise en compte dans le protocole de calibration, ce qui correspond à une réduction d'un ordre de grandeur.

TABLEAU 5.1. Résumé des coefficients de calibration des Molonari mini de l'équation 5.92, calculés pour 5 capteurs Molonari-Mini

	ξ_0 [m]	ξ_1 [m/V]	ξ_2 [m/C]
minimum value	0.179	0.112	0.000451
median value	0.241	0.183	0.000897
maximum value	0.827	0.684	0.00154

2.3 Déploiement du Molonari-Mini sur le terrain et exploitation des mesures

Ce paragraphe explique l'installation d'un système Molonari-Mini sur le terrain, et présente un jeu de données mesuré par l'installation du système ainsi que son interprétation pour estimer les échanges d'eau et de chaleur à l'aide d'un modèle hydrothermique numérique.

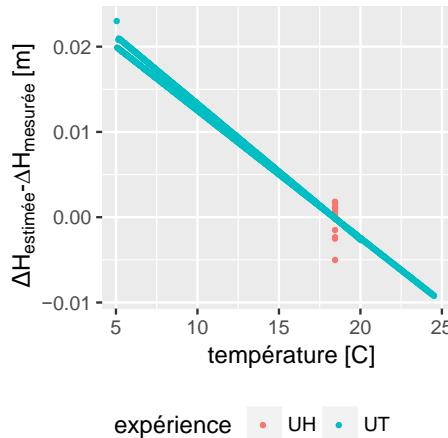


FIGURE 5.8. Erreur dans l'estimation de la différence de charges hydrauliques ΔH lorsque la température n'est pas prise en compte dans la calibration du capteur de pression différentielle (Éq. 5.91). Cette erreur est estimée en utilisant les courbes de l'expérience en chambre climatique, en calculant la charge hydraulique $\Delta H_{\text{estimée}}$ estimée par l'équation 5.91 et en soustrayant la différence de charges qui a été effectivement appliquée au cours de l'expérience $\Delta H_{\text{mesurée}}$.

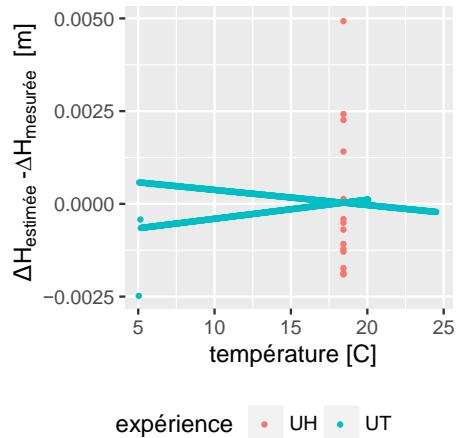


FIGURE 5.9. Erreur dans l'estimation de la différence de charges hydrauliques ΔH lorsque la température est prise en compte dans la calibration du capteur de pression différentielle (Éq. 5.92). Cette erreur est estimée en utilisant les courbes de l'expérience en chambre climatique, en calculant la charge hydraulique $\Delta H_{\text{estimée}}$ estimée par l'équation 5.92 et en soustrayant la différence de charges qui a été effectivement appliquée au cours de l'expérience $\Delta H_{\text{mesurée}}$.

2.3.1 Implémentation du dispositif expérimental sur le terrain

Les deux parties du Molonari-Mini, le système pression et le système de température, sont installées à proximité l'une de l'autre, comme illustrer en Figure 5.10. L'installation du système sur le terrain prend entre 1h et 3h, en fonction de la résistance des sédiments lors de l'insertion du tube dans la ZH.

Le système pression mesure la différence de charges entre la ZH et la rivière à l'aide du circuit électronique présenté dans le paragraphe 2.2. Le circuit est placé au centre d'une boîte étanche, en connexion hydraulique avec la rivière et avec la ZH (Figs 5.10A, a-c; 5.10B). Cette boîte contient le circuit électronique, ainsi que l'équipement nécessaire à son fonctionnement : six piles AA de 1,5V chacune branchée en série afin de fournir une tension supérieure ou égale à 7V, ainsi que le Onset® Hobo®, qui sert à la fois de déclencheur de la prise de mesure et d'enregistreur de données (Figure 5.10Bf).

Le principal défi associé à la mesure du différence de charges hydrauliques est de maintenir la connexion hydraulique entre l'eau de la rivière et l'eau de la ZH, tout en évitant les chances de contact entre l'eau et l'équipement électronique situé à l'intérieur de la boîte. Plusieurs précautions sont prises dans ce sens. D'abord, le circuit électronique est coulé dans une gomme en silicium (Figure 5.10Bg). Les gommes en silicium sont faciles à vulcaniser et sont également résistantes à la contamination biologique, elles sont donc adaptées à la protection du circuit électronique sur le terrain. Dans un deuxième temps, l'ensemble des composants sont placés dans une boîte étanche, résistant à toute intrusion d'eau dans des conditions d'immersion continue jusqu'à 1m de hauteur ([National Electrical Manufacturers Association, 2005](#)). Des billes de gel de silice sont placées à l'intérieur de la boîte pour absorber l'humidité éventuelle qui se formerait une fois la boîte placée sous la rivière. À la fermeture de la boîte, un fluoroélastomère est placé à la jonction entre la boîte et son couvercle, qui est ensuite maintenu au reste de la boîte à l'aide de 4 vis situées aux 4 coins de la boîte. Grâce à ses propriétés élastiques et à sa résistance aux variations de température, le fluoroélastomère contribue à former une jonction imperméable entre la boîte et son couvercle. La zone de contact entre le couvercle et la boîte est ensuite recouverte de scotch électrique, qui sert de précaution supplémentaire pour éviter l'intrusion d'eau dans la boîte. Nos expériences ont montré que ces précautions minimisent les chances d'intrusion d'eau dans la boîte. Ainsi, les composants du circuit électronique peuvent rester au sec durant la durée de la prise de mesure sur le terrain, pendant laquelle la boîte est immergée de manière continue pendant plusieurs semaines.

Placé à l'intérieur de la boîte pour le préserver du contact avec l'eau, le capteur de pression est connecté aux tubes allant vers la rivière et vers la ZH. Chaque tube est fait de plastique flexible et transparent, avec un diamètre intérieur de 16mm et un diamètre extérieur de 20mm. Le tube connecté à la rivière est court, quelques centimètres, et connecte le capteur de pression à la charge hydraulique en rivière. Une grille fine est placée à l'extrémité du tube pour prévenir l'intrusion d'éléments pouvant bloquer la connexion hydraulique, tels que des sédiments ou des algues (Figure 5.10A, b). L'autre tube, allant vers la ZH, est positionné de sorte que sa profondeur soit égale à celle du capteur de température le plus profond (Figure 5.10A, c). Avant installation, le bas du tube de pression en ZH est crêpine sur une hauteur de 2 ou 3 cm, de sorte que la charge hydraulique connectée au capteur de pression différentielle soit égale à la charge hydraulique en bas de la colonne de sédiments de la ZH.

Le positionnement du tube dans la ZH est une étape délicate de l'installation, en particulier dans les environnements géologiques denses tels que les colluvions. Le tube est enfoncé manuellement. Une pointe en aluminium est fixée à l'extrémité du tube. Le tube en plastique est ensuite inséré dans un tube solide en métal, avec un diamètre intérieur légèrement plus large que le diamètre du tube en plastique. Une bague de serrage est ensuite fixée autour du tube en métal, environ à mi-hauteur, et permet de donner une prise à l'utilisation d'un marteau pour enfoncer l'ensemble du dispositif dans la ZH. C'est grâce à la pointe en aluminium et au marteau que le tube hyporhéique peut être enfoncé dans des environnements géologiques denses. Une fois la profondeur désirée atteinte, la bague de serrage ainsi que le tube de métal sont retirés, laissant la pointe en aluminium ainsi que le tube de plastique en place. Le tube de plastique est ensuite connecté à la boîte contenant le capteur de pression via la connexion côtelée, pour éviter une perte de charge à ce niveau (Figure 5.10Bc).

Après l'installation du tube de pression, la membrane piézoélectrique est située à l'interface entre l'eau en rivière et l'eau en ZH. Le système est conçu pour fonctionner dans des environnements saturés, où la ZH est en connexion hydraulique avec la rivière ([Brunner et al., 2009; Rivière et al., 2014](#)). En effet, la charge hydraulique dans la ZH doit être supérieure à l'élévation du capteur de pression pour que la connexion hydraulique entre le capteur de pression et l'eau en ZH soit maintenue.

Le système de température est ensuite installé à proximité du système de pression (Figure 5.10A,d-e). Les capteurs de température sont des capteurs NTC 3 fils de $10k\Omega$, compatibles avec le Onset® Hobo®. Le couvercle en métal sur le capteur a une forme cylindrique avec une hauteur 25mm et diamètre 5mm; la température mesurée en profondeur est donc intégrée sur les 25 mm du capteur métallique. Ces sondes mesurent une température supérieure à 0°C , avec une précision de $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$. Quatre sondes de température sont placées régulièrement le long de la tige de température, dans laquelle des encoches de la taille des capteurs de température sont taillées. La tige de température est en plastique, cet isolant thermique limite le transport de chaleur entre les points de mesures de température.

L'insertion de la tige de température dans la ZH se fait en perçant d'abord un trou à l'aide d'un tube en métal se terminant par une pointe. Le tube en métal est ensuite retiré et remplacé par la tige en plastique où les capteurs de température ont été placés dans les encoches. Le Onset® Hobo® est ensuite placé dans une boîte étanche aux caractéristiques similaires à celles de la boîte du système de pression, pour résister à une immersion de plusieurs semaines. En effet, même si la boîte du système de température n'a pas besoin d'être placée sous l'eau en théorie, l'expérience a montré qu'il est préférable de les immerger pour minimiser le risque que les câbles électriques reliant les sondes de température à l'enregistreur de données situé à l'intérieur de la boîte soient endommagés par les ragondins.

Il est préférable d'installer d'abord le tube de pression de la ZH avant d'installer le tube du système de température : le premier étant plus large, il présente en général plus de résistance à l'installation. Si la progression du tube du système de pression allant vers la ZH est bloquée, la profondeur du tube du système de température peut être ajustée de manière à correspondre à celle du tube de pression.

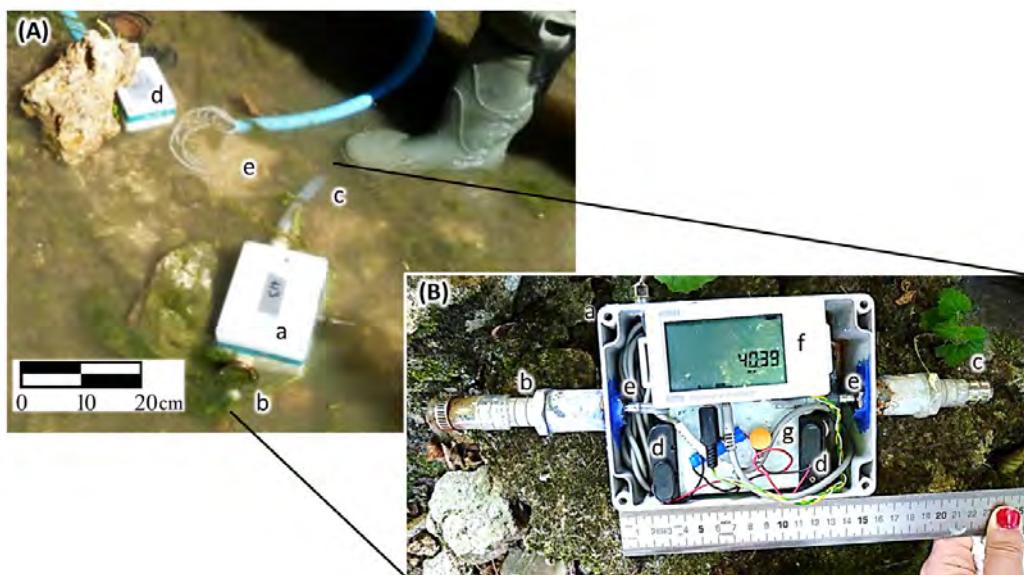


FIGURE 5.10. Installation in situ du Molonari-Mini. (A) Installation finale, *a* : boîte du capteur de pression ; *b* : tube vers la rivière ; *c* : tube vers la ZH ; *d* : boîte avec l'enregistreur de données de température ; *e* : localisation du profil vertical de températures de la ZH. (B) Vue à l'intérieur du boîtier du capteur de pression, *a* : boîtier imperméable, *b* : connecteur cannelé assurant l'étanchéité entre la rivière et le capteur de pression, *c* : connecteur cannelé vers la ZH ; *d* : piles ; *e* : connecteurs hydrauliques du capteur de pression vers les tubes à l'extérieur de la boîte ; *f* : enregistreur de données ; *g* : gomme en silicium protégeant le circuit électrique du contact avec l'eau. La règle indique l'échelle en centimètres.

2.3.2 Exemple de jeu de mesures collecté

Dans ce paragraphe, un jeu de données mesuré par un capteur Molonari-Mini est présenté. Les échanges haute-fréquence d'eau et de chaleur estimés à partir des données acquises par le Molonari-Mini sont présentés dans le paragraphe suivant. Le point de mesure est situé au centre du bassin des Avenelles, où la ZH est composée de loess et de colluvions avec des blocs de meulière.

Les températures et la différence de charge hydraulique mesurées par le Molonari-Mini sont présentées en Figure 5.10. Ici, la différence de charges hydrauliques ΔH est positif sur l'ensemble de la période de mesure, en d'autres termes la charge hydraulique de la ZH est supérieure à celle de la rivière. Par conséquent, les échanges nappe-rivière se font dans le sens exfiltrant. Cette observation est similaire avec les suppositions passées du fonctionnement hydrogéologique du bassin : le système a été implanté à l'endroit où les eaux de l'aquifère de Brie s'exfiltrent vers la surface. Les variations de température illustrent la propagation du signal de température de surface, forced par les variations de température diurnes de l'air, vers l'aquifère, où la température est plus stable.

La variation temporelle de la différence de charge hydraulique (Figure 5.11) est présentée pour les deux méthodes de calibration du Molonari-Mini présentées précédemment, l'une où la température du boîtier est prise en compte dans l'équation de calibration (Éq. 5.92) et l'autre où elle ne l'est pas (Éq. 5.91). Cette série temporelle illustre l'importance de l'influence de la température dans la relation de calibration lors de la prise de mesure sur le terrain. En effet, la différence de charge est de 0.5cm plus élevée avec la prise en compte de la température. Ici, négliger l'effet de la température conduirait à sous-estimer la différence de charge de manière non négligeable. Dans certains cas, cela peut également conduire à mésestimer l'orientation des échanges nappe-rivière, comme lors du début de la série temporelle, autour du 20 novembre 2015.

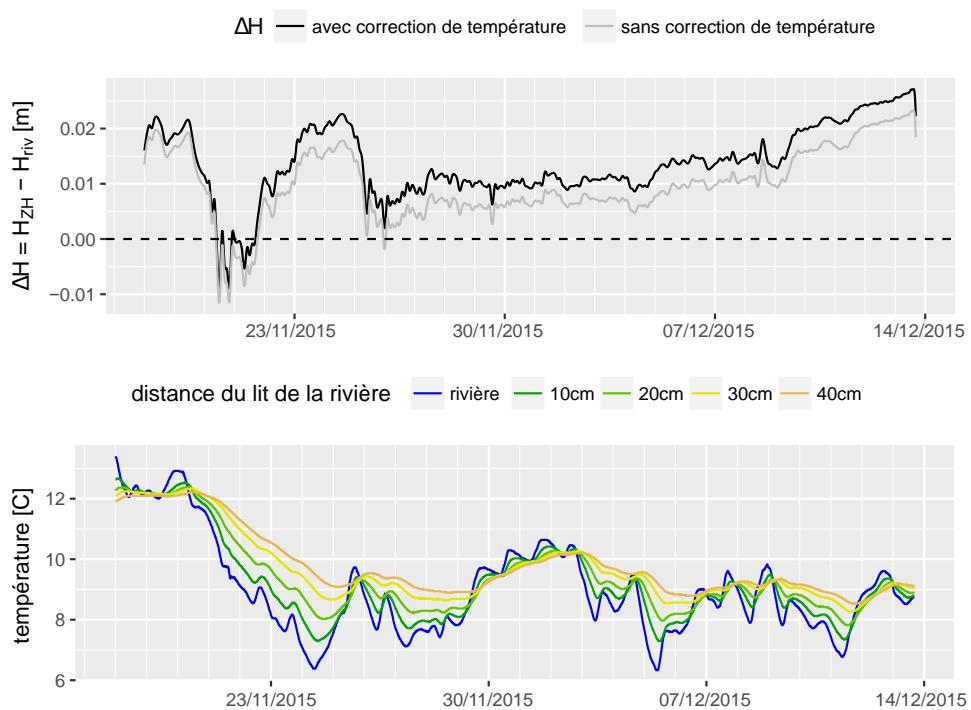


FIGURE 5.11. Jeu de données correspondant à l'installation d'un système Molonari-Mini. Ignorer l'effet de la température sur la mesure de pression différentielle conduit à des estimations biaisées de différence de charges hydrauliques ΔH .

2.3.3 Post-traitement : De la mesure à la quantification des échanges d'eau et de chaleur

Ce paragraphe présente la simulation des échanges d'eau et de chaleur à partir des données du Molonari-Mini, dans le cas où les propriétés hydrothermiques de la ZH sont connues. Le paragraphe suivant explique comment les paramètres hydrologiques et thermiques peuvent être estimés à partir des données Molonari-Mini.

Les transports verticaux d'eau et de chaleur sont simulés par le code numérique Ginette ([Rivière et al., 2014, 2019](#)). Les conditions aux limites appliquées sont la différence de charges hydrauliques entre la rivière et la ZH, ainsi que les températures mesurées dans la rivière et en bas de la colonne de la ZH. Les autres valeurs de température mesurées sont utilisées pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques et thermiques. En début de la simulation, la température et la charge hydraulique simulées dépendent des états initiaux des champs de charges hydrauliques et de températures. Pour limiter cette influence, une période d'initialisation de 2 jours est fixée comme période tampon et est ignorée dans l'analyse. Les hypothèses associées avec cette approche sont que les flux d'eau et de chaleur sont verticaux, que la variabilité spatiale des flux et des paramètres hydrothermiques au sein de la colonne de sédiments dans la ZH est négligeable.

Les échanges verticaux d'eau et de chaleur estimés à partir du jeu de mesure sont présentés en figure 5.12, en utilisant les propriétés hydrothermiques du Tableau 5.2. L'erreur quadratique moyenne entre température mesurée et simulée aux capteurs de température intermédiaires est de 0.05 °C, ce qui est inférieur à la précision des capteurs de température de 0.3 °C annoncée par le constructeur. Les flux présentés dans la figure 5.11 sont extraits du modèle numérique Ginette ([Rivière et al., 2020](#)) dans la maille en haut de colonne ZH. Ils représentent donc les échanges à l'interface entre la rivière et la ZH. Les périodes représentées en couleur orange correspondent à un gradient thermique positif, où la température de la rivière est supérieure à celle du bas de la colonne de la ZH. Dans ce cas, la rivière perd de la chaleur par conduction thermique.

TABLEAU 5.2. Valeurs numériques des propriétés hydrothermiques de la ZH utilisées pour la simulation numérique.

propriété hydrothermique	valeur numérique	unité
perméabilité intrinsèque	$9.17 \cdot 10^{-13}$	m ²
porosité	0.15	-
conductivité thermique du solide	3.38	kg·m·s ⁻³ ·C ⁻¹
capacité thermique du solide	10^4	m ² ·s ⁻² ·C ⁻¹
densité spécifique	$2.5 \cdot 10^3$	kg·m ⁻³

L'utilisation d'un modèle transitoire fournit une description détaillée de la dynamique des échanges d'eau et de chaleur. La vitesse de l'eau est majoritairement positive, correspondant à un système exfiltrant dans lequel l'eau s'écoule de la ZH vers la rivière, en accord avec l'observation que la charge hydraulique est plus grande en ZH qu'en rivière. L'orientation des flux de chaleur advectifs est liée à celle de la vitesse de l'eau. Ainsi, lorsque la vitesse de l'eau est positive, la rivière gagne de l'énergie thermique par advection. Le flux de chaleur conductif montre une variabilité temporelle plus élevée, avec une périodicité journalière due aux variations diurnes de la température de la rivière. Pendant la journée, la température en rivière est supérieure à celle de la ZH, cette configuration correspond à une situation où le flux thermique conductif se propage vers la ZH. Pendant la nuit, quand la température de la rivière est inférieure à la température de la ZH, le flux thermique conductif est se propage vers la rivière.

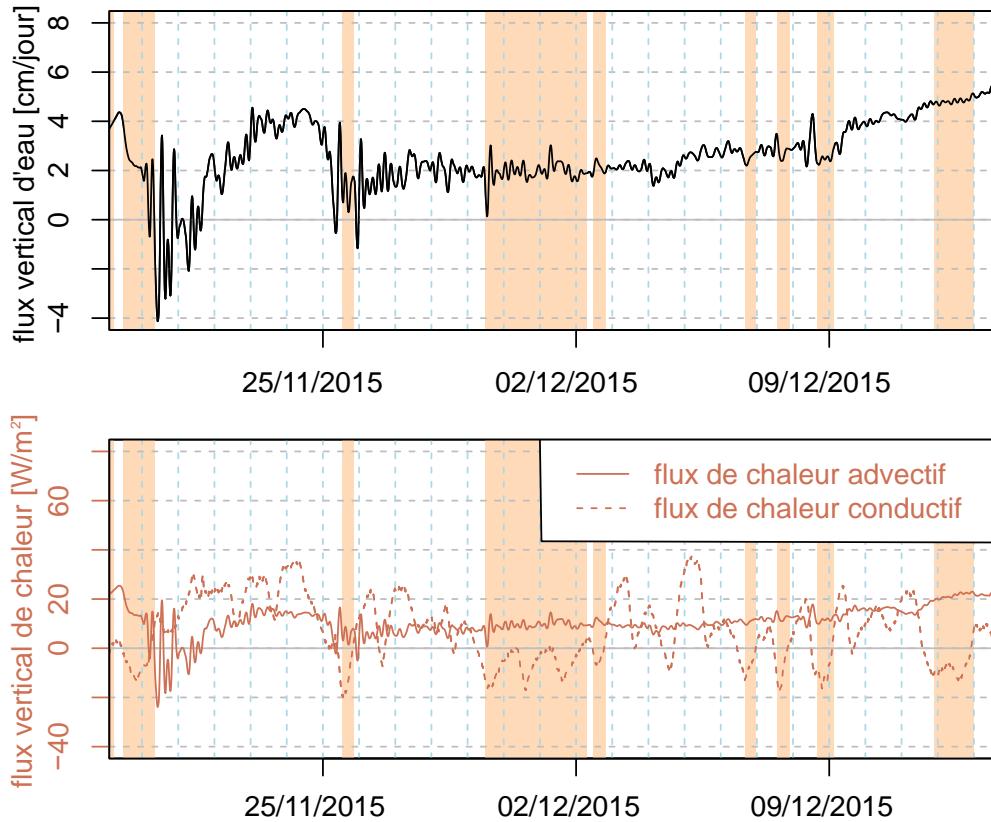


FIGURE 5.12. Séries temporelles d'échanges d'eau et de chaleur estimée d'après le jeu de données présenté sur la figure 5.11. Les flux sont positifs vers le haut. Les périodes orangées correspondent à un gradient thermique positif dans la colonne, lorsque la température est supérieure dans la rivière qu'en profondeur. L'estimation a été faite à l'aide du modèle numérique Ginette (Rivièvre et al., 2014; Rivièvre et al., 2020) et en utilisant les propriétés hydrothermiques du Tableau 5.2.

Les mesures du Molonari-Mini permettent également d'étudier la distribution spatiale verticale des flux d'eau et de chaleur au sein de la colonne de sédiments (Figure 5.13). Les profils de température illustrent la propagation et l'amortissement des variations de température diurnes avec la profondeur (Figure 5.13a). Les flux de chaleur advectifs sont homogènes le long de la colonne 1D, car ils sont proportionnels à la vitesse de l'eau qui est homogène le long de la colonne 1D (Figure 5.13b). Les flux conductifs ont une plus grande variabilité spatiale (Figure 5.13c). Les inversions fréquentes de la direction des flux conductifs dans le haut de la colonne ZH sont dues à la propagation des variations de température diurnes de la rivière vers le milieu poreux. La profondeur de cette inversion varie selon les jours, selon l'amplitude des variations de température de la rivière. Les Figures 5.12 et 5.13 illustrent l'importance du terme conductif dans les échanges de chaleur dans la ZH.

Couplé au modèle numérique Ginette (Rivièvre et al., 2020), le Molonari-Mini permet donc d'estimer les échanges d'eau et de chaleur le long d'un profil vertical de ZH. Lorsque les conditions hydrologiques sont stables et la vitesse de l'eau dans la ZH est faible, la majorité des flux de chaleur sont dus aux variations diurnes de température en rivière, tandis que sous des conditions hydrologiques transitoires, les termes d'échange de chaleur advectifs deviennent dominants et peuvent entraîner une inversion de l'orientation des flux de chaleur au sein de la ZH.

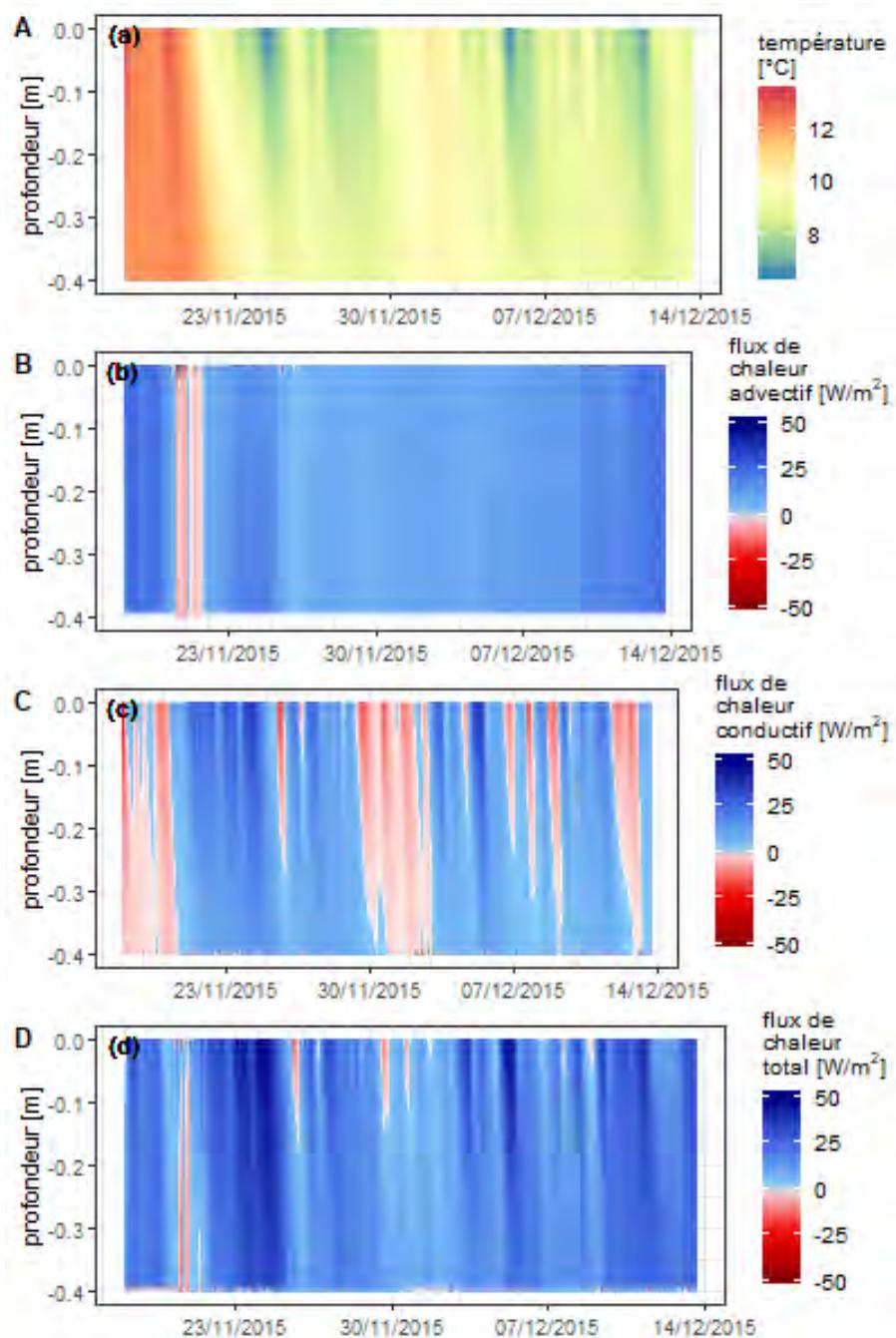


FIGURE 5.13. Estimation de séries verticalement distribuées de A : température, B : flux advectif de chaleur, C : flux conductif de chaleur, D : flux de chaleur total, à partir du jeu de mesures enregistrées par le Molonari-Mini présentées sur la figure 5.11 et en utilisant le modèle numérique Ginette (Rivière et al., 2014, 2019; Rivière et al., 2020) et les paramètres hydrothermiques du Tableau 5.2. Les flux sont positifs vers le haut.

2.4 Importance du capteur innovant Molonari-Mini

Cette phase PIREN-Seine a permis la conception et le développement du système Molonari-Mini. Ce système consiste à mesurer à haute fréquence la différence de charges hydrauliques entre la rivière et la ZH en profondeur, ainsi que la température verticalement distribuée dans la ZH. Couplées à un modèle numérique de transport d'eau et de chaleur, ces mesures permettent d'estimer les échanges verticaux d'eau et de chaleur entre les eaux de rivière de surface et les eaux souterraines dans la ZH. Comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, ces mesures peuvent également servir de support à l'estimation des propriétés hydrothermiques de la ZH.

Le système innovant Molonari-Mini est le premier à permettre l'estimation haute-fréquence des échanges entre la rivière et la nappe. Avec le Molonari-Mini, ces échanges sont typiquement estimés à une résolution temporelle de 15 min, ce qui correspond à une fréquence plus élevée que celles proposées par les systèmes préexistants, qui sont généralement de l'ordre de la journée. Cette fréquence temporelle élevée offre la possibilité d'estimer la réponse des échanges nappe-rivière suite à des événements hydrologiques rapides (Rosenberry et al., 2013). Par exemple, à la faveur d'épisodes pluvieux intenses, la montée du niveau des eaux de surface peut conduire à un renversement temporaire de la direction des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (Dudley-Southern and Binley, 2015). Bien que de tels événements contribuent probablement à une partie non négligeable des échanges hyporhéiques totaux, les systèmes de mesure disponibles précédemment ne permettent pas de quantifier ce renversement de la direction des échanges d'eau et de chaleur à une résolution subjournalière, qui correspond pourtant à l'échelle de temps de réalisation du phénomène. Le Molonari-Mini développé et présenté dans ce chapitre est le premier système permettant de quantifier les échanges couplés d'eau et de température à haute fréquence temporelle (e.g. 15 min).

3 Estimation bayésienne des propriétés hydrothermiques du lit de la rivière

Ce paragraphe présente le développement et l'implémentation de la méthodologie bayésienne d'estimation des paramètres hydrothermiques de la ZH à partir des mesures Molonari-Mini. La méthodologie repose sur la modélisation numérique des conditions de pression et de température dans la colonne ZH à l'aide du modèle numérique hydrothermique Ginette, à partir des conditions aux bords mesurées par le Molonari-Mini. L'utilisation du modèle numérique se fait pour des valeurs de propriétés hydrothermiques dans la ZH donnée, et les sorties du modèle utilisé avec une certaine combinaison de paramètres sont comparées aux mesures de température aux profondeurs intermédiaires dans la ZH. Cette comparaison informe de la vraisemblance de la combinaison testée, et est utilisée pour obtenir une distribution statistique a posteriori des propriétés hydrothermiques de la ZH, conditionnellement aux mesures du Molonari-Mini. Cette méthodologie bayésienne d'estimation des propriétés de la ZH permet ainsi de déterminer les conditions dans lesquelles ces propriétés sont identifiables à partir des mesures Molonari mini. Une présentation plus complète de la méthodologie et des résultats peut être trouvée dans Cucchi et al. (prep).

3.1 Introduction

Ce paragraphe présente les méthodes disponibles pour interpréter les séries verticalement distribuées de température dans la ZH, et motive l'utilisation d'un modèle numérique de transport d'eau et de chaleur couplée à une méthodologie d'estimation bayésienne pour estimer les propriétés de la ZH et les échanges d'eau à partir des mesures collectées par le système Molonari-Mini.

3.1.1 Utilisation d'un modèle numérique

Deux grandes approches existent dans la littérature pour quantifier les échanges verticaux nappe-rivière à partir de séries temporelles verticalement distribuées. La première approche repose sur une solution analytique à la forme unidimensionnelle de l'équation d'advection-diffusion décrivant le transport d'eau et de chaleur dans la subsurface, et la seconde utilisant la modélisation inverse à partir de modèles numériques implémentant cette équation.

Les deux approches reposent sur l'utilisation de l'équation d'advection-diffusion (EAD), qui met en relation l'évolution temporelle de la température T [$^{\circ}\text{C}$] et la vitesse de Darcy \mathbf{q} [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] (Éq. 5.93).

$$\rho_m c_m \frac{\partial T}{\partial t} = -\rho_w c_w \mathbf{q} \cdot \nabla T + \lambda_m \Delta T, \quad (5.93)$$

ρ [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] est la masse volumique, c [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] est la capacité calorifique spécifique et λ_m [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$] est la conductivité thermique effective (e.g. de Marsily, 1986b; Rau et al., 2014). Les indices m et w désignent respectivement le milieu poreux et l'eau. La vitesse d'infiltration \mathbf{q} est liée à la perméabilité des hydrofaciès grâce à la loi de Darcy (Éq. 5.94).

$$\mathbf{q} = -\frac{k \rho_w g}{\mu_w} \nabla H \quad (5.94)$$

k [m^2] est la perméabilité intrinsèque, H [m] est la charge hydraulique, g [m s^{-2}] est la constante de gravité et μ_w [kg s^{-1}] est la viscosité dynamique du fluide.

Dans la première approche, les profils de température souterraine sont approximés par une solution analytique de l'EAD 1D, telle que dérivée par (Stallman, 1965). Cette méthode fait l'hypothèse d'une différence de charges constante entre la rivière et l'aquifère par jour (c'est-à-dire des conditions stables pour les échanges d'eau), d'une température sinusoïdale à en haut de la colonne de sédiments, et d'une température constante en bas de colonne HZ à l'infini égale à la moyenne de la température. Les réductions d'amplitude et les déphasages entre les séries temporelles de températures de différentes profondeurs sont utilisés pour formuler des solutions analytiques du flux d'écoulement (Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; McCallum et al., 2012). Les méthodes d'interprétation telles que VFLUX (Gordon et al., 2012; Irvine et al., 2015) ou Ex-Stream (Swanson and Cardenas, 2010) reposent sur ces hypothèses. Grâce à leur simplicité, les méthodes de solutions analytiques sont facilement applicables aux grands ensembles de données (Gordon et al., 2012; Briggs et al., 2013). Cependant, les hypothèses associées peuvent entraîner des erreurs importantes (Schornberg et al., 2010; Lautz, 2010) et ne permettent pas d'appliquer la méthode dans les cas où les variations de température sont trop faibles pour extraire une composante sinusoïdale (e.g. Keery et al., 2007). De plus, cette approche limite la résolution temporelle de l'estimation de vitesse verticale des échanges à une résolution journalière.

La deuxième approche reposant sur l'utilisation de modèles numériques permet d'éviter ces limitations. Dans cette approche, les conditions aux limites en température et en pression peuvent être quelconques. Cette méthode est moins directe à implémenter, exige davantage capacités de calcul, et nécessite également la mesure de différentiels de charge en continu pour pouvoir fixer les conditions aux limites en différence de charges dans la colonne HZ. Quelques études précédentes ont préféré cette approche, en utilisant par exemple le code numérique VS2DH (Healy and Ronan, 1996) et des méthodes d'optimisation de paramètres telles que PEST (Parameter ESTimation) (Doherty, 2010), STRIVE (Anibas et al., 2009) ou FLUX-BOT (Munz and Schmidt, 2017). Le Molonari-Mini fournissant les conditions aux bords nécessaires à l'utilisation d'un modèle numérique, c'est cette deuxième méthode permettant de s'affranchir des hypothèses de différence de charges hydrauliques et de conditions sinusoïdales de température aux bords qui est préférée ici.

3.1.2 Utilisation d'une méthode d'estimation bayésienne des propriétés hydrothermiques de la ZH

L'utilisation de l'EAD (Éq. 5.93) pour estimer l'infiltration q à partir des mesures de température T nécessite l'estimation des propriétés du milieu poreux (Anderson, 2005). La masse volumique du solide ρ_s , la capacité calorifique du solide c_s , la porosité n , la conductivité thermique du solide λ_s varie spatialement en fonction de la composition géologique de la ZH, l'incertitude de ces paramètres entraîne une incertitude dans les estimations des écoulements. Dans les études précédemment mentionnées où les paramètres sont optimisés par inversion, l'optimisation est effectuée soit par une calibration manuelle, soit en utilisant un algorithme d'optimisation automatique tel que PEST (Doherty, 2010). Les propriétés hydrothermiques de la ZH optimale sont celles qui minimisent une fonction objectif décrivant la différence entre les valeurs de température mesurées sur le terrain et celles estimées par le modèle numérique. Cependant, il est possible que des ensembles de paramètres distincts conduisent à la même solution du modèle numérique (non-identifiabilité), que des ensembles de paramètres distincts minimisent la fonction objectif (non-unicité), ou que de petits changements dans les observations entraînent de grandes variations des paramètres estimés (instabilité).

Dans une approche bayésienne, les propriétés de la ZH \mathbf{y} sont considérées comme des réalisations de la variable aléatoire \mathbf{Y} définie par une fonction de densité $f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y})$ (Rubin, 2003; Rubin et al., 2010). Dans les cas où ces propriétés sont bien connues, la variance associée à cette densité est faible (l'incertitude est faible), dans les cas où ces propriétés ne sont pas bien connues, la variance associée à cette densité est élevée (l'incertitude est large). Les ensembles de paramètres distincts conduisant à la même solution du modèle numérique se verront attribuer une probabilité égale.

Comme détaillé dans le paragraphe 3.2.3, l'inversion bayésienne actualise une fonction de densité définie *a priori* $f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y})$ par une fonction de densité *a posteriori* $f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y}|\mathbf{T}^*)$ grâce au théorème de Bayes (Éq. 5.95).

$$f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y}|\mathbf{T}^*) \propto f_{\mathbf{T}}(\mathbf{T}^*|\mathbf{y})f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y}) \quad (5.95)$$

L'approche bayésienne permet donc de quantifier de façon cohérente la quantité d'information fournie par les mesures \mathbf{T}^* sur la connaissance des propriétés hydrothermiques de la ZH.

Des études antérieures ont déjà appliqué l'approche bayésienne pour estimer des propriétés hydrogéologiques (e.g. Scholer et al., 2011; Over et al., 2015). Toutefois, à la connaissance des auteurs, l'approche bayésienne n'a jamais été appliquée pour estimer les paramètres de la ZH à partir de mesures de température distribuées verticalement, les résultats publiés ici présentant la quantification de l'incertitude autour des estimations des propriétés de la ZH et des échanges sont donc novateurs.

Dans cette partie, nous présentons l'approche développée pour estimer les propriétés de la ZH à partir de séries de mesures de température et de pression telles que mesurées dans la section 2. Nous utilisons l'inversion bayésienne pour caractériser dans quelle mesure les paramètres peuvent être estimés à partir des jeux de données mesurés.

3.2 Méthodologie d'estimation bayésienne des propriétés de la ZH et des échanges d'eau et de chaleur à partir des données Molonari-Mini

Ce paragraphe détaille la méthodologie d'estimation des propriétés de la ZH et des flux verticaux d'eau et de chaleur à partir des données Molonari-Mini. Cette méthodologie repose sur d'une part l'utilisation d'un modèle numérique, dit modèle direct, permettant de modéliser les séries de température verticalement distribuées à partir des conditions aux bords mesurés par le Molonari-Mini et pour des valeurs de propriétés HZ données, et d'autre part sur l'utilisation d'un modèle statistique d'inférence bayésienne, dit modèle inverse, permettant de caractériser la connaissance des propriétés HZ une fois les mesures de température assimilées.

TABLEAU 5.3. Valeurs des paramètres physiques utilisés dans le modèle

Paramètres	Notation	D or S *	Valeur numérique ou intervalle	Unité	Référence
porosité	n	S	0.15 - 0.5	—	Fetter (2001)
masse volumique de l'eau	ρ_w	D	10^3	kg m^{-3}	Bejan (2013)
capacité calorifique spécifique de l'eau	c_w	D	4185	$\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{C}^{-1}$	Bejan (2013)
conductivité thermique de l'eau	λ_w	D	0.598	$\text{kg m s}^{-3} \text{C}^{-1}$	Bejan (2013)
masse volumique du solide	ρ_s	S	1800 - 3000	kg m^{-3}	Eppelbaum et al. (2014, Table 2.7)
capacité calorifique spécifique du solide	c_s	S	800 - 2500	$\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{C}^{-1}$	Eppelbaum et al. (2014, Table 2.7)
conductivité thermique du solide	λ_s	S	1 - 5	$\text{kg m s}^{-3} \text{C}^{-1}$	Eppelbaum et al. (2014, Table 2.7)
perméabilité intrinsèque	k	S	$10^{-14} - 10^{-9}$	m^2	Menichino and Hester (2014)
constante gravité	g	D	9.81	m s^{-2}	
viscosité dynamique de l'eau	μ_w	D	10^{-3}	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$	Bejan (2013)

* D : déterministique, S : stochastique.

3.2.1 Description du modèle direct

Le modèle direct consiste en l'implémentation numérique des équations décrivant le transport d'eau et de chaleur dans la subsurface (Éq. 5.93 et 5.94). Les échanges d'eau et de chaleur sont modélisés selon la direction verticale uniquement, puisque les valeurs mesurées ne permettent pas de contraindre un modèle 2D (c'est l'objectif des stations Molonari décrites dans le chapitre 5) ou 3D.

Ces équations contiennent plusieurs paramètres décrivant les propriétés hydrothermiques de l'eau et des sédiments dans la ZH, résumés dans le tableau 5.3. Les valeurs numériques de certains paramètres sont connues et ces paramètres sont donc considérés comme constants dans cette étude. Pour ces paramètres, le tableau 5.3 reporte la valeur numérique utilisée dans cette étude, ainsi que la référence associée. Les valeurs numériques d'autres paramètres ne sont pas connues *a priori* puisque les propriétés correspondantes dépendent de la composition géologique des sédiments de la ZH, et cette composition varie le long du réseau hydrographique. Pour ces paramètres, le tableau 5.3 reporte l'intervalle que ces propriétés peuvent raisonnablement prendre, ainsi que les références correspondantes. Les valeurs ne sont pas connues *a priori* pour les cinq paramètres porosité n , masse volumique du solide ρ_s , capacité calorifique spécifique du solide c_s , conductivité thermique du solide λ_s , et perméabilité intrinsèque k .

En une dimension, les équations décrivant le transport d'eau et de chaleur dans la subsurface 5.93 et 5.94 peuvent être simplifiées en une équation à deux degrés de liberté (Éq. 5.96), permettant de réduire l'espace des paramètres à estimer de cinq à deux. Nous désignons κ_e et α_e respectivement comme les paramètres conductifs et advectifs réduits. κ_e est aussi connu sous le nom de diffusivité thermique.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \alpha_e \frac{\partial H}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (5.96a)$$

$$\kappa_e = \frac{\lambda_m}{n\rho_w c_w + (1-n)\rho_s c_s} \quad (5.96b)$$

$$\alpha_e = \frac{\rho_w c_w}{n\rho_w c_w + (1-n)\rho_s c_s} \frac{k\rho_w g}{\mu_w} \quad (5.96c)$$

Pour modéliser la conductivité thermique du milieu poreux, nous suivons la recommandation de Cosenza et al. (2003) et utilisons la formulation parallèle quadratique (Éq. 5.97).

$$\lambda_m = \left(n\sqrt{\lambda_w} + (1-n)\sqrt{\lambda_s} \right)^2 \quad (5.97)$$

Dans cette étude, nous négligeons la dispersion thermique. Dans des études similaires, la dispersion est généralement négligée aux vues de la faible étendue spatiale et des faibles vitesses de Darcy (Silliman et al., 1995; Luce et al., 2013).

Pour l'implémentation de l'équation 5.96, on utilise le modèle numérique Ginette (Rivière et al., 2014, 2019). Ginette résout l'équation 5.96 grâce à une méthode en volumes finis. Ce code numérique assure la convergence des simulations grâce à un pas de temps adaptatif. La discréétisation du maillage utilisée est $\Delta z = 1\text{cm}$ et les conditions limites utilisées sont les séries temporelles mesurées de différence charge entre le bas et le haut de la colonne de la ZH, la température de la rivière et la température en bas de la colonne de la ZH. Le champ de température initial est inconnu et ne peut pas être déterminé à partir des mesures. Afin de minimiser l'influence des champs de pressions et de température initiaux sur les résultats d'inversion, nous introduisons un temps d'initialisation de 4 jours (voir Silliman et al. (1995); Becker et al. (2004) qui recommandent 100h). Nous configurons les champs de température et de pression initiaux comme interpolations linéaires des mesures de pression et de température afin de commencer avec des valeurs initiales réalistes, et ignorons les sorties du modèle pendant les 4 premiers jours.

Le modèle direct permet donc de déterminer la charge hydraulique $H[\text{m}]$ et la température $T[\text{°C}]$ à chaque point dans l'espace et dans le temps, à partir des conditions aux bords mesurés par le Molonari-Mini et pour des valeurs de propriétés hydrothermiques dans les sédiments donnés.

Le reste de l'analyse détaille l'estimation des paramètres hydrodynamiques et thermiques, à partir de la configuration du modèle et des conditions aux limites précédemment décrites.

3.2.2 Paramètres physiques d'intérêt

L'objet de notre étude est de caractériser les paramètres physiques de l'équation du transport de chaleur et de la diffusivité (Équation 5.96). Certains paramètres physiques sont établis et peuvent donc être définis de manière déterministe. Les autres paramètres varient en fonction des environnements géologiques des sites étudiés. Le tableau 5.3 résume ces paramètres, en indiquant ceux qui sont connus de manière déterministe et ceux qui sont estimés de manière probabiliste, avec des valeurs numériques ou des plages de variation associées. Le vecteur de paramètres physiques inconnus est $\mathbf{y} = (n, \rho_s, c_s, \lambda_s, k)$, qui se réduit aux deux degrés de liberté (κ_e, α_e).

3.2.3 Estimation bayésienne des paramètres

Configuration de l'inversion. Selon l'approche bayésienne, les paramètres physiques inconnus \mathbf{y} sont modélisés comme des variables aléatoires \mathbf{Y} entièrement caractérisés par leur fonction de densité $f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y})$. L'estimation des paramètres physiques à partir des mesures \mathbf{T}^* consiste à dériver la distribution postérieure $f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y}|\mathbf{T}^*)$.

Le lien entre les mesures \mathbf{T}^* et les paramètres physiques \mathbf{y} est le modèle numérique direct M décrit dans la section 3.2.1.

$$\mathbf{T}^* = M(\mathbf{y}) + \epsilon \quad (5.98)$$

où \mathbf{T}^* est le vecteur des séries temporelles de température mesurée aux profondeurs intermédiaires (c'est-à-dire non utilisées comme conditions limites dans M), \mathbf{y} est un vecteur de paramètres physiques considéré comme une réalisation de la variable aléatoire \mathbf{Y} , et ϵ est l'erreur entre la série temporelle mesurée et la série temporelle simulée.

La distribution postérieure $f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y}|\mathbf{T}^*)$ est obtenue en appliquant le théorème de Bayes (Équation 5.95), qui repose sur la définition d'une fonction a priori synthétisant les informations des paramètres du modèle \mathbf{y} , et une fonction de probabilité quantifiant la correspondance entre les données simulées et les données observées.

Définition de la fonction de densité a priori $f_{\mathbf{Y}}(\mathbf{y})$. L'objectif est de déterminer dans quelles mesures les mesures Molonari-mini permettent d'estimer les paramètres et les flux d'eau échangés entre la rivière et la ZH. À ces fins, nous choisissons des fonctions de densité *a priori* non informatives (uniformes entre la borne inférieure et la borne supérieure).

Définition et dérivation de la vraisemblance (likelihood) $f(\mathbf{T}^*|\mathbf{y})$. Les valeurs de vraisemblance des paramètres hydrodynamiques et thermiques décrivent l'écart entre les valeurs observées et les valeurs simulées par le modèle numérique pour l'ensemble des paramètres. Il est défini comme la probabilité d'observer des mesures \mathbf{T}^* pour des paramètres physiques connus $\mathbf{Y} = \mathbf{y}$.

La probabilité des paramètres hydrodynamiques et thermiques peut être considérée comme une mesure de l'adéquation d'un modèle particulier aux données observées. Les mesures sont représentées par une densité de probabilité gaussienne autour des observations \mathbf{T}^* avec la matrice de covariance Σ (ex. Tarantola, 2005; Scholer et al., 2011).

$$f(\mathbf{T}^*|\mathbf{y}) \propto \exp\left(-[\mathbf{M}(\mathbf{y}) - \mathbf{T}^*]^T \cdot \Sigma \cdot [\mathbf{M}(\mathbf{y}) - \mathbf{T}^*]\right) \quad (5.99)$$

où N est le nombre de points échantillonnés, t_i est le temps au point échantillonné i^{th} , σ_r est l'écart type estimé des résidus.

Fonctions de densité a posteriori $f_Y(\mathbf{y}|\mathbf{T}^*)$ et intervalles de crédibilité. La connaissance de la fonction de densité *a priori* et de la fonction de vraisemblance permet de calculer la fonction de densité *a posteriori* des paramètres réduits (Équation 5.95). La fonction de densité *a posteriori* des paramètres représentant les propriétés physiques $\mathbf{y} = (n, \rho_s, c_s, \lambda_s, k)$ est calculée en utilisant $f(\mathbf{T}^*|\mathbf{y}) = f(\mathbf{T}^*|\alpha_e, \kappa_e)$ pour les valeurs de paramètres réduits correspondants.

Pour évaluer L'identifiabilité d'une unique propriété, on peut calculer la distribution marginale *a posteriori* à partir de la distribution jointe $f(\mathbf{T}^*|\mathbf{y})$. Par exemple, la fonction de densité *a posteriori* de la perméabilité intrinsèque est :

$$f_K(k|\boldsymbol{\theta}^*) = \int_{n, \rho_s, c_s, \lambda_s} f_{\mathbf{Y}}(k, n, \rho_s, c_s, \lambda_s | \boldsymbol{\theta}^*) \, dn \, d\rho_s \, dc_s \, d\lambda_s. \quad (5.100)$$

Pour chaque propriété physique, l'intervalle de crédibilité de 95% est calculé de telle sorte que la probabilité a posteriori que le paramètre se situe dans l'intervalle est 0.95 (Wasserman, 2004).

3.2.4 Utilisation du nombre de Péclet pour interpréter les résultats

Le nombre de Peclet quantifie le rapport entre les flux conductif et advectif. Il peut être calculé à partir des paramètres de l'équation 5.96a.

$$Pe \sim \frac{\alpha_e}{\kappa_e} \Delta H \quad (5.101)$$

3.3 Identification des propriétés de la ZH et des flux d'eau à partir des mesures Molonari-Mini

Dans cette partie, nous présentons les résultats de l'inversion pour le cas d'étude de la solution analytique à l'équation d'advection de diffusion (Équation 5.96), présentée dans Hatch et al. (2006); Keery et al. (2007), utilisée comme illustration de jeu de données qui pourrait être mesuré par le système Molonari-mini.

3.3.1 Identification des paramètres réduits

Ce paragraphe présente dans quelle mesure les observations de température \mathbf{T}^* permettent d'estimer les propriétés de la ZH sous-jacente. Ces propriétés sous-jacentes sont celles qui ont été utilisées afin de générer les séries \mathbf{T}^* . Ici, on évalue L'identifiabilité des paramètres réduits (α_e, κ_e). On étudie six configurations différentes : advective, transition, et conductive ; ainsi qu'infiltration et exfiltration. Pour chaque configuration, la fonction de vraisemblance est calculée et la fonction de densité *a posteriori* est calculée.

Dans chaque configuration, les valeurs de paramètres sous-jacents sont situées dans une région de haute vraisemblance, mais L'identifiabilité des paramètres dépend des configurations (Figure 5.14).

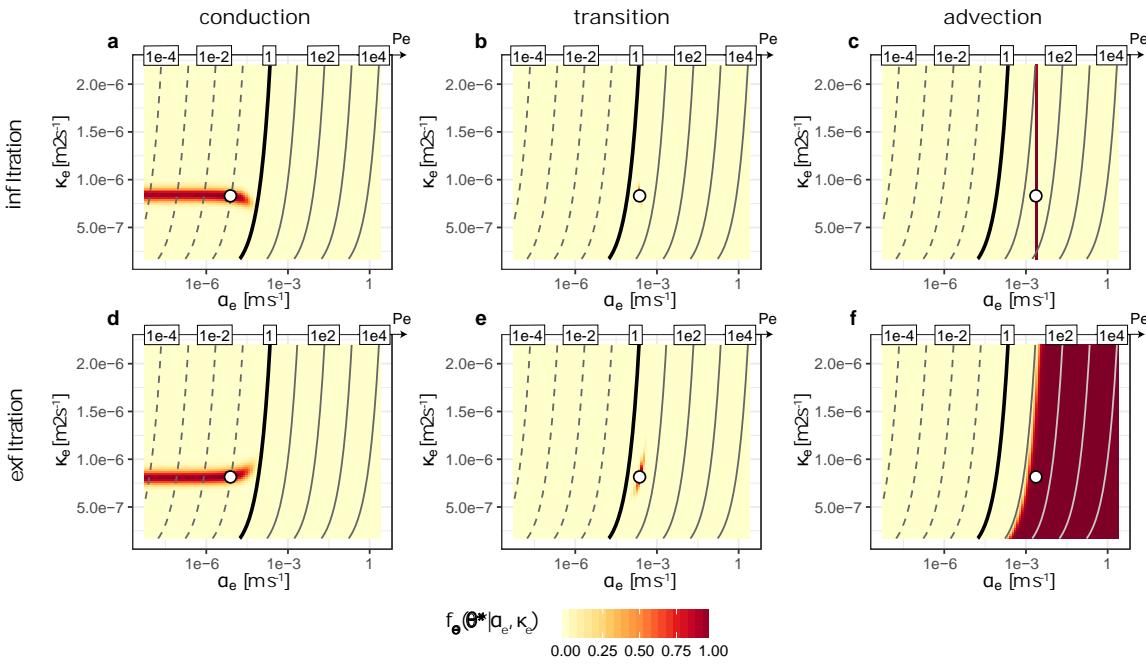


FIGURE 5.14. Fonctions de vraisemblance des paramètres réduits α_e et κ_e calculés à partir des séries observées de température T^* . Dans chaque figure, l'échelle de couleur est normalisée de sorte que le maximum de vraisemblance soit égal à 1. L'axe des abscisses a une échelle logarithmique. Le point blanc correspond à la valeur des paramètres sous-jacents, utilisés pour générer les séries de température T^* . Les courbes de niveau représentent des valeurs constantes de nombre de Peclet (en noir : $Pe = 1$, en pointillés : $Pe < 1$, en continu : $Pe > 1$, chaque ligne correspond à un facteur 10.)

Les paramètres réduits sont identifiables au mieux à la transition entre conditions advectives et conductives, dans les deux cas d'infiltration et d'exfiltration (Figure 5.14b,e). En effet, dans ces configurations, les valeurs de la fonction de vraisemblance sont élevées uniquement autour des valeurs correspondant aux paramètres sous-jacents, et sont proches de zéro en dehors de cette zone.

Dans des conditions d'échanges de chaleur conductifs, le paramètre conductif κ_e est identifiable, puisque la région correspondant à des valeurs de vraisemblance élevées est contenue dans un intervalle réduit autour de κ_e (Figure 5.14a,d). Le paramètre réduit advectif α_e n'est pas identifiable, puisque la région de valeurs de vraisemblance élevées couvre une large partie de l'intervalle de variation *a priori* de α_e . Cependant, la valeur de ce paramètre est bornée par une valeur maximum correspondant à une région conductive où $Pe < 0.5$.

Dans des conditions d'échange de chaleur advectif, le paramètre réduit conductif κ_e n'est jamais identifiable (Figure 5.14c,f), étant donné que la zone où les valeurs de la fonction de vraisemblance sont élevées couvre l'ensemble de l'intervalle de variabilité *a priori* du paramètre κ_e . Dans le cas advectif infiltrant (Figure 5.14c), le paramètre réduit advectif α_e est identifiable, tandis que dans le cas advectif exfiltrant, α_e n'est pas identifiable mais est borné par une région correspondant à $Pe > 5$ (Figure 5.14f). En effet, dans le cas infiltrant, l'eau qui s'infiltra transmet avec elle l'information contenue dans la variation diurne de température en surface, tandis que dans le cas advectif exfiltrant, les températures observées dans la colonne HZ sont constantes et ne dépendent donc pas du paramètre réduit α_e .

Ainsi, le paramètre réduit advectif α_e est identifié être dans un intervalle borné pour toutes les configurations, tandis que ce n'est pas le cas pour le paramètre réduit κ_e , pour lequel l'intervalle de variation *a posteriori* couvre l'ensemble de l'intervalle de définition initial. En effet, puisque le paramètre α_e varie sur un intervalle beaucoup plus large que le paramètre κ_e , le nombre de Peclet est largement déterminé par la valeur de α_e .

3.3.2 Identification des échanges verticaux d'eau

À partir des valeurs de vraisemblance des paramètres réduits, la fonction de densité *a posteriori* pour la perméabilité intrinsèque est calculée, ainsi que la fonction de densité prédictive *a posteriori* des échanges verticaux q et l'intervalle de crédibilité de 95% associés (2.5^e centile et 97.5^e centile) (Cucchi et al., prep). Ensuite, les résultats sont résumés en fonction de la valeur de flux sous-jacent correspondant à la configuration testée, et les intervalles de crédibilité à 95% correspondant à la distribution des flux échangés pour l'ensemble de ces configurations sont calculés (Figure 5.15).

Pour les valeurs de paramètres testées (Tableau 5.3), les valeurs sous-jacentes de flux d'eau q varient entre $q = -10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($-8 \text{ cm} \cdot \text{jour}^{-1}$, infiltration) et $q = 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($8 \text{ cm} \cdot \text{jour}^{-1}$, exfiltration) (Figure 5.15). Dans tous les cas, l'intervalle de crédibilité à 95% couvre la valeur de flux sous-jacente, représentée sur la figure par la courbe 1 : 1.

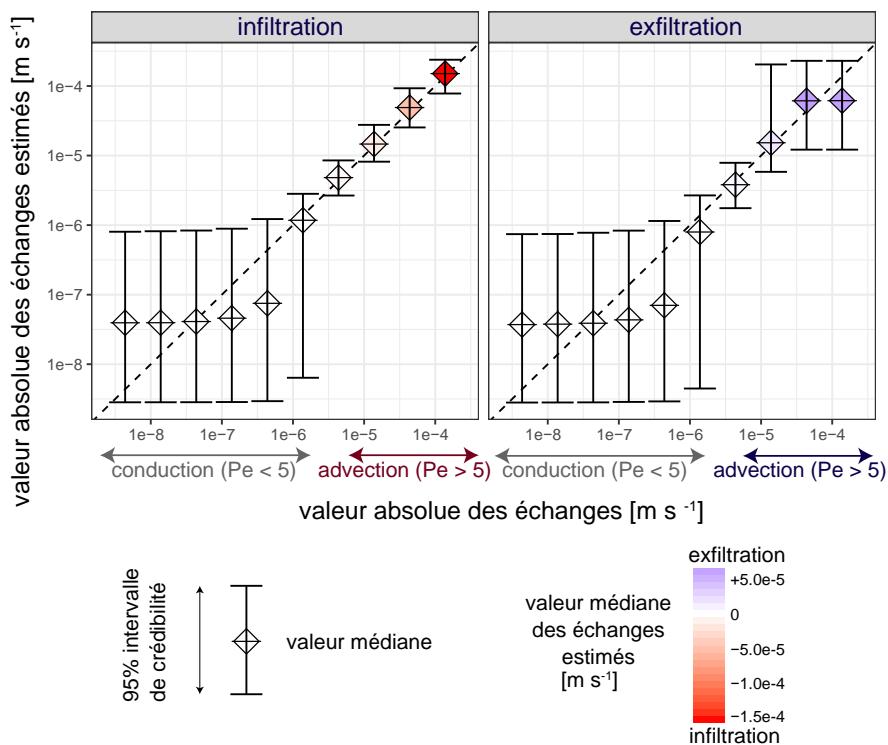


FIGURE 5.15. Identifiabilité de la valeur absolue des échanges verticaux d'eau entre la nappe et la rivière. Pour chaque simulation, d'une part le flux correspondant est calculé et représenté sur l'axe des abscisses, d'autre part les propriétés de la ZH sont calculées et les valeurs *a posteriori* de flux sont calculées et les statistiques correspondantes (médiane, intervalle de crédibilité) sont calculées et représentées sur l'axe des ordonnées.

Estimation des échanges pour $0.5 < Pe < 50$. Les estimations de flux d'eau échangés variant entre $2 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($17 \text{ cm} \cdot \text{jour}^{-1}$) et $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($8 \text{ cm} \cdot \text{jour}^{-1}$) correspondent aux valeurs sous-jacentes de flux avec une bonne certitude. Pour ces valeurs élevées d'échanges d'eau et de chaleur infiltrant la nappe ou s'exfiltrant dans la rivière, l'intervalle de crédibilité à 95% couvre moins de la moitié d'un ordre de grandeur. Cette configuration correspond soit à des conditions d'échanges de chaleur advectifs ($Pe > 5$), soit à la région de transition entre conditions advectives et conductives ($0.5 < Pe < 5$).

Estimation des échanges pour $Pe < 0.5$. Les estimations de valeurs d'échange d'eau faibles ($|q| < 10^{-6} m \cdot s^{-1}$, i.e. $8 cm \cdot jour^{-1}$) ont plus d'incertitude. Ces cas correspondent à un fonctionnement conductif, où la distribution de température en profondeur dépend des propriétés thermiques conductives de la ZH plutôt que du flux d'eau vertical. Dans ces cas, les valeurs de perméabilité intrinsèque sont estimées être bornées par une borne supérieure marquant la limite du fonctionnement conductif pour les valeurs de différence de charges hydrauliques au bord mesurées par le Molonari-Mini (Cucchi et al., prep.). Ainsi, l'intervalle de crédibilité est similaire dans tous les cas $Pe < 0.5$, avec une valeur médiane de $q = 4 \cdot 10^{-8} m \cdot s^{-1}$, i.e. $3.5 mm \cdot jour^{-1}$. Dans ces cas, les valeurs de flux échangés sont incertaines et varient sur deux ordres de grandeur, mais sont estimées être plus petits que la valeur critique $q \sim 10^{-6} m \cdot s^{-1}$.

Estimation des échanges pour $Pe > 50$ en conditions d'exfiltration vs infiltration. Dans des conditions très advectives ($Pe > 50$), l'incertitude est plus petite dans le cas infiltrant que dans le cas exfiltrant. En effet, l'intervalle de crédibilité couvre environ un ordre de grandeur dans le cas infiltrant, et jusqu'à 3 ordres de grandeur dans le cas exfiltrant. Cela s'explique par le fait que dans le cas exfiltrant très advectif, les températures dans la colonne sont égales à la température en profondeur, qui dans le cas de la solution analytique évaluée ici est constante avec le temps. En revanche, dans le cas infiltrant, les grandes valeurs de flux d'eau propagent la variation journalière de température en profondeur, et les valeurs de température mesurées permettent d'estimer les valeurs de flux correspondantes.

3.4 Conclusion

Ce paragraphe a présenté l'approche pour estimer les propriétés de la ZH, combinant des données de terrain telles que collectées par un système Molonari-Mini, un modèle numérique de transport d'eau et de chaleur, ainsi qu'une méthode d'inférence bayésienne pour estimer les propriétés inconnues dans la ZH et les échanges verticaux associés. L'identifiabilité des propriétés de la ZH dépend du régime hydrothermique résumé par le nombre de Pecllet Pe . Quand $0.5 < Pe < 5$, à la fois les paramètres advectifs et conductifs sont identifiables, tandis que dans le cas où $Pe > 5$, seules les propriétés décrivant l'advection sont identifiables (en particulier la perméabilité intrinsèque k), et dans le cas où $Pe < 0.5$, seules les propriétés décrivant la conduction de chaleur dans le sous-sol peuvent être déterminées.

Par rapport aux méthodes existantes dans la littérature, cette méthode permet d'obtenir des estimations haute-fréquence des échanges d'eau et de chaleur, ainsi que les incertitudes associées décrites par les distributions a posteriori. Ce chapitre utilise la solution analytique au transport vertical d'eau et de chaleur comme cas d'étude, l'application à des mesures réalisées sur le terrain peut être trouvée dans Cucchi et al. (prep.). Ce papier contient aussi une description plus détaillée de l'implémentation de la méthode d'inversion bayésienne, avec une explication plus poussée de l'estimation des propriétés de perméabilité intrinsèque k et de conductivité thermique λ_s dans la ZH.

Dans certains cas où les mesures Molonari-Mini ne permettent pas de déterminer les propriétés HZ avec une précision suffisante, il est possible de recourir à une définition plus précise de la fonction de densité *a priori*. Ces fonctions de densité peuvent être dérivées à partir de valeurs déterminées dans des sites hydrogéologiques similaires (Cucchi et al., 2019). L'utilisation d'une fonction de densité *a priori* informative permettrait de mieux contraindre le problème inverse et ainsi d'obtenir des distributions a posteriori plus précises.

4 Variation spatiale des paramètres hydrothermiques et des échanges nappe-rivière le long d'un réseau hydrographique

Une fois le système de mesure Molonari-Mini développé et la méthodologie d'estimation des propriétés hydrothermiques de la ZH et des échanges locaux mis en place, des campagnes de terrain ont permis de collecter des données sur le bassin des Avenelles ([Cucchi, 2017](#)). Dans ce paragraphe, nous décrivons la stratégie de collection de données, ainsi que l'estimation des propriétés hydrothermiques locales et des échanges locaux d'eau et de chaleur entre la nappe et la rivière aux endroits d'installation des systèmes Molonari-Mini. Ces estimations sont ensuite analysées dans le but de caractériser la variabilité spatiale des propriétés et des échanges le long du réseau hydrographique du bassin des Avenelles.

4.1 Campagnes de terrain et collection des données

Dans ce paragraphe, nous décrivons les campagnes de terrain effectuées pour collecter les mesures sur le bassin des Avenelles.

Le bassin des Avenelles est instrumenté avec un système de mesures destiné à l'estimation des échanges nappe-rivière (Chapitre 5). Dans une phase précédente du PIREN-Seine, cinq stations Molonari (Monitoring Local Nappe Rivière) ont été installées le long du cours d'eau des Avenelles. Ce sont des stations permanentes permettant de mesurer les échanges le long d'une surface 2D transversale à la rivière. Les études précédentes ont permis de caractériser la géologie particulière du bassin, constitué de deux aquifères superposés (l'aquifère de Champigny en surface, et l'aquifère de Brie en profondeur), et séparés par une couche imperméable d'argile. Le réseau hydrographique est connecté à l'aquifère de Champigny en amont, et à l'aquifère de Brie en aval. Cette composition géologique conduit à un fonctionnement hydrogéologique bien particulier, où en amont de bassin les eaux de l'aquifère de Champigny s'exfiltrent vers le réseau hydrographique des Avenelles, et ces eaux se renfilèrent dans l'aquifère de Brie en aval de l'aquitard. La ZH est constituée principalement de loess et de colluvions avec de larges blocs d'argile à meulière. Ce type d'environnement géologique est rarement l'objet d'études des échanges nappe-rivière.

Les stations Molonari-Mini présentées dans ce chapitre sont des stations éphémères qui sont complémentaires au réseau de stations Molonari. Elles ont été ajoutées au système de mesure préexistant dans le but de connecter spatialement l'information collectée à chaque station Molonari de manière continue dans le temps. L'installation des systèmes Molonari-Mini permet d'obtenir des mesures spatialement distribuées le long du réseau hydrographique, mais ces mesures sont éphémères, généralement d'une durée de 2 ou 3 semaines. Chaque installation permet l'estimation des propriétés de la ZH à l'endroit de la mesure, ainsi que l'estimation des échanges nappe-rivière haute-fréquence sur la durée de l'installation.

La localisation des points de mesure ont été choisis de sorte d'obtenir des estimations 2 à 2 proches et lointaines, et en tenant compte des limitations pratiques voulant que les stations soient accessibles, par exemple étant localisées près d'une route (Figure 5.16). Les systèmes ont été implantés à de multiples moments de l'année, les données collectées sont donc représentatives des conditions hivernales de hautes eaux et des conditions estivales de basses eaux.

L'ensemble des mesures récoltées alimentent une base de données ([Cucchi et al., 2015](#)). Différents types de données sont stockées dans cette base de données : les données brutes telles que récoltées sur le terrain, les données traitées, et les métadonnées telles que la géométrie des dispositifs ou encore les fichiers de calibration des capteurs de pression. Cette base de données est répartie en trois dossiers, l'un contenant l'ensemble des données, un autre contenant les scripts permettant de traiter et de visualiser les données récoltées, et le dernier contenant les figures de visualisation de ces données. L'ensemble des données et des scripts est géré grâce au logiciel de contrôle de versions Subversion, et la base de données est mise à jour après chaque campagne de terrain.

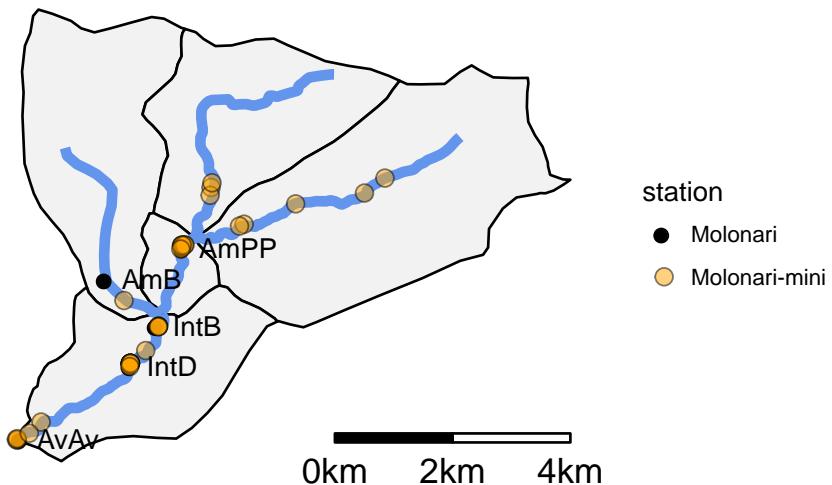


FIGURE 5.16. Localisation des stations Molonari-Mini (en orange) par rapport aux stations Molonari permanentes (en noir) sur le bassin des Avenelles. Les stations Molonari-Mini ont été installées afin de compléter la couverture spatiale du système de mesures en place. Sur la figure, la transparence des points correspondants aux stations Molonari-Mini permet de visualiser les endroits où les stations Molonari-Mini ont été installées avec une plus grande densité spatiale.

L'installation des stations Molonari-Mini a débuté en 2014. Sur la durée des campagnes de terrain, 32 stations Molonari-Mini ont été installées au total sur le bassin des Avenelles, où les systèmes ont été construits, calibrés et déployés sur le terrain selon le paragraphe 2. Parmi ces 32 installations, 6 enregistrements de pression et 1 enregistrement de température n'ont pas fonctionné, à cause d'intrusion d'eau dans la boîte, d'une mauvaise connexion des prises jack au Hobo, ou de problèmes de batterie. 25 jeux de données Molonari-Mini ont donc pu être exploités en suivant la méthodologie présentée dans le paragraphe 3.

4.2 Analyse des estimations de perméabilité intrinsèque et d'échanges d'eau à l'échelle locale

Dans ce paragraphe nous présentons les résultats des interprétations des mesures Molonari-Mini, agrégés sur l'ensemble du bassin. En particulier, on présente les estimations de perméabilité intrinsèque k , qui décrit l'aptitude du milieu sédimentaire poreux de la ZH à laisser passer l'eau sous l'effet du gradient de pression, et qui est donc une grandeur clé pour caractériser les échanges nappe-rivière. La perméabilité intrinsèque k s'exprime en m^2 , elle peut être utilisée pour calculer la conductivité hydraulique K , en m/s , par l'équation $K \sim 10^7 \cdot k$.

La figure 5.17a présente l'histogramme des estimateurs maximums a posteriori des perméabilités intrinsèques. L'axe des abscisses représente la variabilité a priori de la perméabilité intrinsèque. Les estimations de perméabilité intrinsèque varient sur plusieurs ordres de grandeur, entre 10^{-14} m^2 ($K = 10^{-7} \text{ m/s}$) et $9.5 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2$ ($K = 9.5 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$). Cette large variabilité peut être liée à la variété d'environnements géologiques sur le bassin des Avenelles, allant de milieux argileux imperméables à des milieux plus perméables tels que les colluvions. Sur les 26 points étudiés, 12 valeurs de maximum a priori sont égales à la borne inférieure de 10^{-14} m^2 , ce qui correspond à 31% des points, cela est une indication que les valeurs de perméabilité intrinsèque peuvent être inférieures à celle-ci sur le bassin des Avenelles ; dans le futur la distribution a priori de perméabilité intrinsèque devra donc être revisitée pour pouvoir prendre des valeurs inférieures à 10^{-14} m^2 .

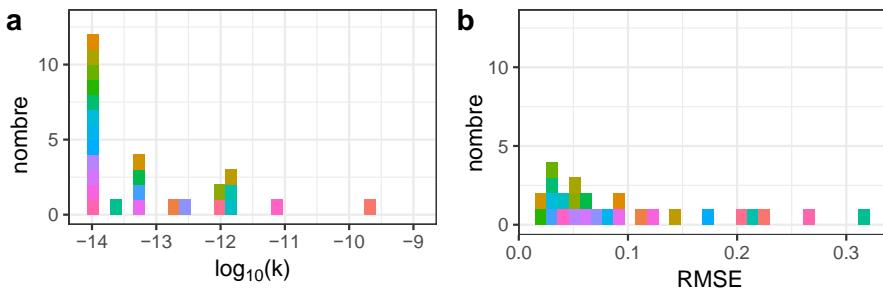


FIGURE 5.17. Estimation des valeurs de perméabilité intrinsèque et de l'erreur associée pour 25 points de mesure Molonari-Mini sur le bassin des Avenelles. (a) Histogramme des estimateurs maximums a posteriori des perméabilités intrinsèques, l'axe des abscisses a une échelle logarithmique. (b) Histogramme des valeurs RMSE (erreurs moyennes quadratiques), calculées entre les séries de température mesurée et simulées avec les propriétés correspondant aux propriétés maximums a posteriori. Les couleurs représentent les différents points de mesure et sont identiques entre les deux panels.

La figure 5.17b présente l'histogramme des RMSE (erreurs moyennes quadratiques), calculées entre les séries de température aux profondeurs intermédiaires mesurées et simulées avec les propriétés correspondant aux valeurs maximum a posteriori. Ici, la RMSE a été utilisée comme métrique pour quantifier l'erreur dans l'estimation des paramètres et évaluer la précision de la calibration des propriétés physiques de la ZH. La RMSE est utilisée comme vérification du bien-fondé de la méthode d'estimation développée dans cette étude, l'incertitude autour de l'estimation des paramètres eux-mêmes est quantifiée par la largeur de leur distribution statistique a posteriori.

Sur les 25 points de mesure, 17 points (65%) ont une RMSE inférieure à $0,1^{\circ}\text{C}$, 4 points (15%) ont une RMSE comprise entre $0,1$ et $0,2^{\circ}\text{C}$, et 5 points ont une RMSE supérieure à $0,2^{\circ}\text{C}$ (20%). Ces valeurs de RMSE sont plutôt faibles étant donné que l'erreur de mesure de température annoncée par le constructeur des capteurs de température est de $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$. Ces valeurs faibles confortent le modèle conceptuel utilisé pour représenter le transport d'eau et de chaleur dans la ZH, et en particulier l'utilisation d'un modèle unidimensionnel vertical pour représenter les échanges. Elles confortent aussi la validité de l'approche d'inversion utilisée pour estimer les propriétés hydrothermiques de la ZH.

La valeur moyenne des échanges d'eau sur les points de mesure peut être estimée à partir des estimations de perméabilité intrinsèque et des valeurs de différentiels de pression mesurés aux stations Molonari-Mini. La figure 5.18 montre l'histogramme des flux d'eau échangés à chaque station. Cette figure illustre la variabilité des valeurs d'échange nappe-rivière, qui varient sur 4 ordres de grandeur. Une grande partie des flux mesurés sont faibles, inférieurs à 1mm/jour.

4.3 De l'échelle locale à l'échelle du bassin : Distribution spatiale des échanges nappe-rivière sur le bassin des Avenelles

Les estimations de perméabilités intrinsèques et de flux d'eau échangés agrégés à l'échelle du bassin ont montré une importante variabilité, où les valeurs estimées couvrent 4 ordres de grandeur. Dans ce paragraphe, nous explorons la variabilité spatio-temporelle dans les conditions hydrauliques au bord (différence de charges hydraulique), de la perméabilité intrinsèque, et des flux d'eau échangés, afin d'identifier les principaux déterminants hydrogéologiques des échanges nappe-rivière d'eau sur le bassin des Avenelles. D'abord, nous explorons les variabilités spatiales et temporelles des conditions aux bords (qui déterminent le sens des échanges), ensuite nous explorons la variabilité spatiale des valeurs de perméabilité intrinsèque (qui contrôlent la valeur des échanges), et nous concluons avec une analyse spatio-temporelle des échanges d'eau estimés sur le bassin.

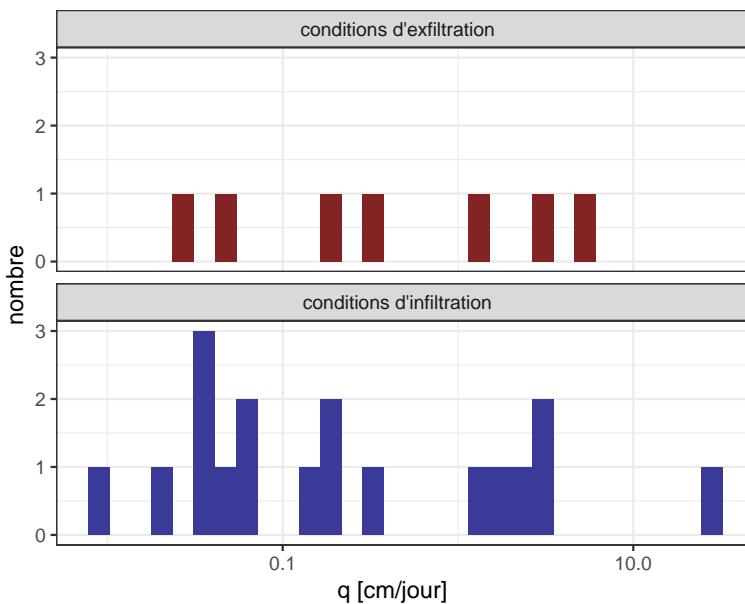


FIGURE 5.18. Histogramme des estimations maximum a posteriori des échanges nappe-rivière d'eau moyens aux stations Molonari-Mini. L'axe des abscisses a une échelle logarithmique.

4.3.1 Analyse spatio-temporelle des différentiels de charge hydraulique verticaux dans la ZH

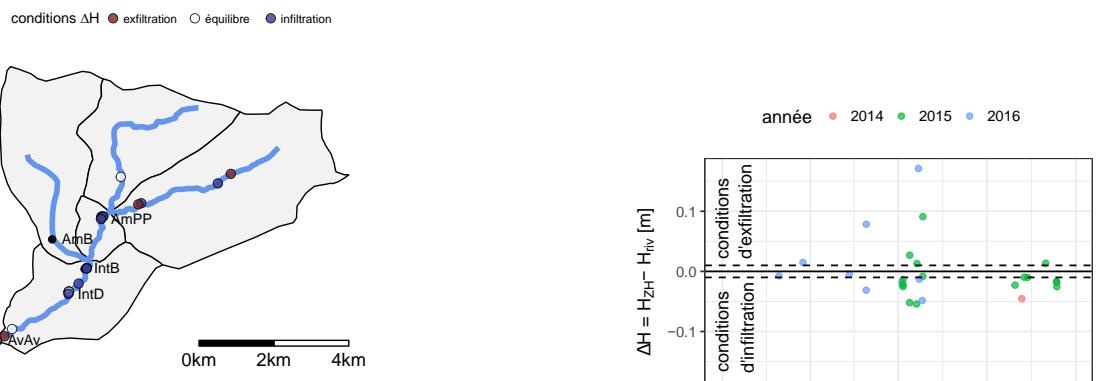


FIGURE 5.19. Visualisation de la variabilité spatiale et temporelle des différentiels de charge hydraulique ΔH , d'après les mesures Molonari-Mini. Les valeurs correspondent à la différence moyenne observée sur la durée d'installation des systèmes, typiquement de quelques jours à quelques semaines. Distribution spatiale des différentiels de charge hydraulique. La classification entre exfiltration, infiltration et équilibre est faite ainsi : exfiltration : $\Delta H \geq 1\text{cm}$; infiltration : $\Delta H \leq -1\text{cm}$; proche de l'équilibre : $-1\text{cm} \geq \Delta H \geq 1\text{cm}$.

FIGURE 5.20. ΔH pour différentes périodes de l'année. Chaque point est représenté au moment correspondant au milieu de la période de la prise de mesure, et la couleur correspond à l'année de la prise de mesure. Les lignes pointillées représentent $\Delta H = -1\text{cm}$ et $\Delta H = 1\text{cm}$, valeurs utilisées pour définir les conditions exfiltrantes, infiltrantes et proches de l'équilibre.

Afin d'explorer les variabilités spatiales et temporelles des conditions aux bords, qui déterminent le sens des échanges locaux d'eau dans la ZH, nous analysons l'ensemble des différentiels de charge hydraulique mesurés aux stations Molonari-Mini. Dans cette partie, le modèle numérique n'est pas utilisé.

Les valeurs de différence de charges mesurées sur le bassin des Avenelles ont été groupées en trois groupes, correspondant à des conditions au bord infiltrantes ($\Delta H \leq -1\text{cm}$), exfiltrantes ($\Delta H \geq 1\text{cm}$), et proches de l'équilibre ($-1\text{cm} \leq \Delta H \leq 1\text{cm}$) (Figure 5.19). Selon cette classification, 15 points (58%) correspondent à des conditions infiltrantes, 7 points correspondent à des conditions exfiltrantes (27%) et 4 points (15%) sont proches de l'équilibre.

En amont, des conditions d'infiltration et d'exfiltration alternent. Une fois d'aquitard argileux traversé (entre les stations IntB et IntD), les conditions sont principalement infiltrantes. Cela correspond à l'infiltration des eaux de rivière en surface vers l'aquifère de Brie. Proche de l'embouchure en aval, les conditions d'infiltration et d'exfiltration sont toutes les deux présentes, et la direction des échanges entre l'aquifère de Brie et les eaux de rivière en surface alternent.

La figure 5.20 présente les valeurs de différentiels de charge hydraulique mesurés sur le bassin des Avenelles en fonction de la période de l'année. Les conditions d'exfiltrations sont surtout présentes pendant les périodes estivales. Cela correspond à la dynamique attendue des échanges nappe-rivière, où les nappes se rechargent pendant la période hivernale pluvieuse, et soutiennent les débits en rivière pendant la période estivale plus sèche. Cependant, sur le bassin des Avenelles, les mois d'été voient des conditions exfiltrantes et infiltrantes, selon la localisation le long du réseau hydrographique. Cette figure illustre la complexité des conditions aux bords dans la ZH, qui gouverne le sens d'échanges d'eau dans l'interface nappe-rivière.

4.3.2 Analyse spatiale de la perméabilité intrinsèque

Les différentiels de charge hydrauliques présentés dans le paragraphe précédent représentent les conditions aux bords des échanges à chaque station Molonari-Mini, cependant, la valeur absolue de ces échanges dépend des propriétés hydrologiques du milieu hyporhéique. En particulier, la perméabilité intrinsèque est un important facteur influant sur la valeur absolue de ces échanges forcés par les différentiels de charge.

La figure 5.21a cartographié les estimations maximums a posteriori des valeurs de perméabilités intrinsèques estimées à partir des mesures Molonari-Mini. Dans l'ensemble, les valeurs de perméabilité intrinsèque estimées sont faibles en amont du bassin, et plus élevées en aval. Cela correspond à la géologie connue du bassin, où l'aquitard argileux a une perméabilité faible comparée aux perméabilités des aquifères de Champigny en amont et de Brie en aval.

La figure 5.21b cartographie les estimations maximums a posteriori des valeurs de perméabilités intrinsèques estimées à partir des mesures Molonari-Mini zoomées sur les parties amont, intermédiaire et aval du bassin, afin de mieux visualiser la variabilité spatiale de la perméabilité intrinsèque sur des échelles spatiales plus réduites. En amont de la station Molonari AmPP (partie amont), la perméabilité intrinsèque est de l'ordre de 10^{-14} m^2 de manière constante. Entre les stations AmPP et IntD (partie intermédiaire), les valeurs de perméabilité intrinsèque varient entre 10^{-14} m^2 et 10^{-12} m^2 . Proche de la station AvAv (partie aval), les valeurs de perméabilité intrinsèque sont plus grandes, entre 10^{-12} m^2 et 10^{-11} m^2 . Ces cartes confirment la tendance large-échelle où la perméabilité intrinsèque est plus faible en amont et plus élevée en aval, mais montrent aussi une large variabilité spatiale sur des échelles plus petites, où les valeurs de perméabilité intrinsèque peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur sur un même tronçon.

4.3.3 Analyse spatio-temporelle des échanges d'eau sur le bassin des Avenelles

Dans un dernier temps, nous analysons la variabilité spatiale des échanges nappe-rivière sur le bassin des Avenelles, ainsi que leur association avec les valeurs de différence de charges hydrauliques et de permeabilité intrinsèque aux points de mesure sur le bassin.

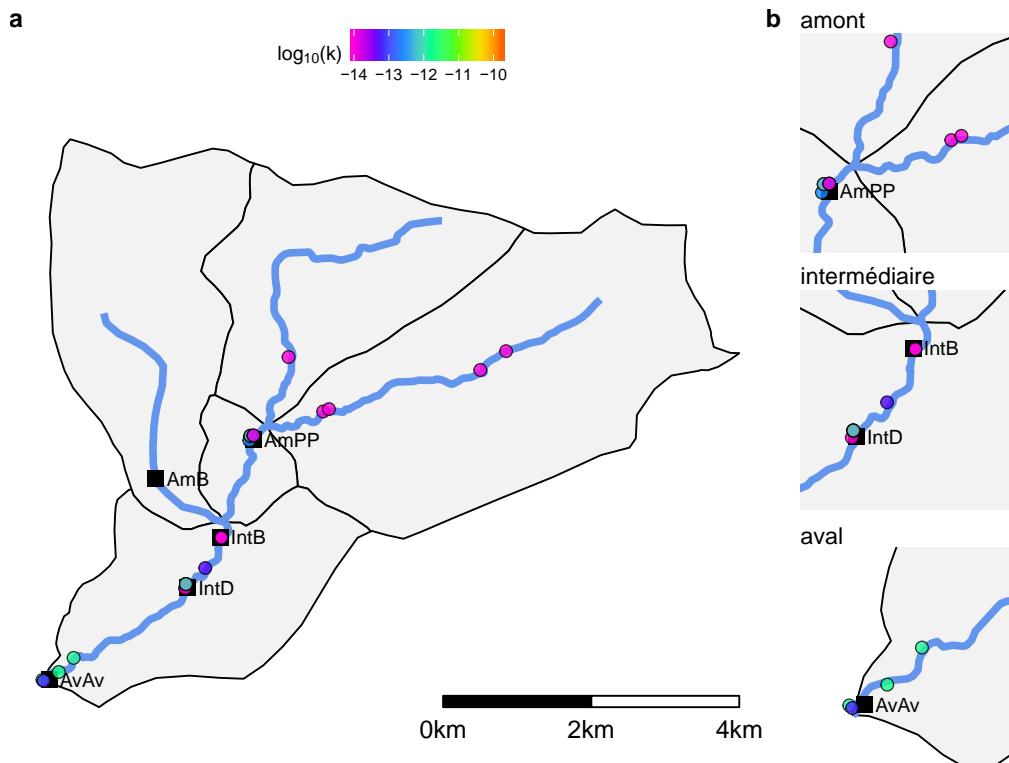


FIGURE 5.21. Cartographie des valeurs de perméabilité intrinsèque estimées sur le bassin des Avenelles (en m^2). (a) Vue sur l'ensemble du bassin. (b) Vues sur les tronçons amonts, intermédiaires, et aval. L'échelle de couleur est la même sur tous les panels.

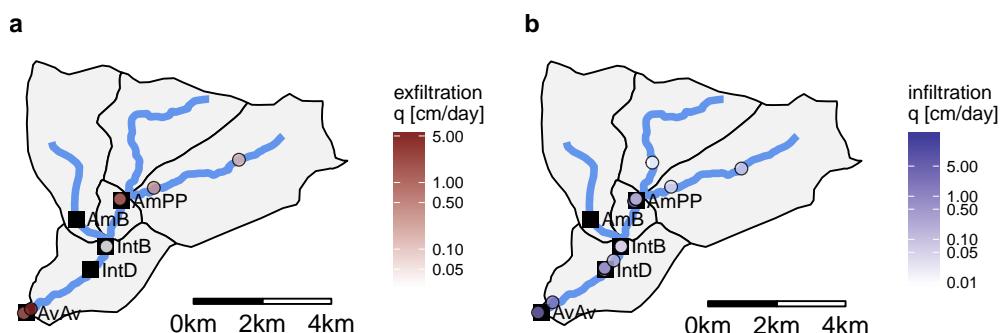


FIGURE 5.22. Cartographie des échanges d'eau nappe-rivière estimés sur le bassin des Avenelles aux endroits d'implémentation des systèmes Molonari-Mini. L'échelle de couleur est logarithmique. (a) Visualisation des flux d'eau exfiltrants (b) Visualisation des flux d'eau infiltrants.

La figure 5.22 montre la distribution spatiale des échanges verticaux d'eau estimés dans la ZH aux points d'implantation des systèmes Molonari-Mini. Les flux sont estimés à partir des estimations des maximum a posteriori de perméabilité intrinsèque à partir des mesures Molonari-Mini, ainsi que des valeurs mesurées de différence de charges hydraulique.

Dans la partie amont du bassin, les flux sont à la fois exfiltrants et infiltrants, leur valeur absolue est relativement faible. À la station AmPP, les échanges d'eau peuvent être infiltrants ou exfiltrants, les flux exfiltrants ont une valeur relativement grande. Le tronçon entre les stations Molonari IntB et IntD voit principalement des flux d'eau infiltrants, correspondant à l'infiltration des eaux de surface dans l'aquifère de Brie une fois l'aquitard argileux traversé. Proche de l'embouchure et de la station Molonari AvAv, les échanges peuvent être infiltrants ou exfiltrants, et les échanges sont relativement importants.

4.4 Analyse des contrôles hydrogéologiques des échanges d'eau sur le bassin des Avenelles

À chaque point de mesure, la valeur du flux d'eau échangé entre la rivière et la nappe q est principalement fonction de la valeur de la perméabilité intrinsèque k et du gradient vertical de charge hydraulique $\partial H / \partial z$ à l'endroit de la mesure (Équation 5.94 du paragraphe 3). Les mesures de différence de charges collectées avec les systèmes Molonari-Mini ainsi que leurs interprétations en terme de perméabilité intrinsèque et de flux d'eau échangés permettent donc d'évaluer le principal contrôle de la valeur absolue des flux d'eau échangés entre la nappe et la rivière sur le bassin des Avenelles.

La figure 5.23 montre la valeur absolue des échanges nappe-rivière en fonction des valeurs de gradient vertical de charge hydraulique d'une part, et les valeurs estimées de perméabilité intrinsèque d'autre part, sur l'ensemble des points de mesure Molonari-Mini sur le bassin des Avenelles. Dans les deux cas, une régression linéaire permet de visualiser et de quantifier la proportion de la variation des flux d'eau due aux conditions hydrologiques au bord d'une part, et à la perméabilité intrinsèque de la ZH d'autre part.

Comme attendu, la valeur absolue des échanges d'eau nappe-rivière augmentent avec le gradient vertical de charge hydraulique et avec la perméabilité intrinsèque (Équation 5.94 du paragraphe 3). Cependant, la variabilité associée à la perméabilité intrinsèque paraît plus grande que celle associée au gradient vertical de charge hydraulique. La régression linéaire du flux avec le gradient vertical de charge hydraulique donne $R^2 = 0.01$, tandis que la régression linéaire du flux avec la perméabilité intrinsèque donne $R^2 = 0.99$. Cela suggère que la perméabilité intrinsèque est le contrôle hydrogéologique principal de la valeur absolue des échanges d'eau échangés entre les eaux de rivière et des eaux souterraines dans la ZH sur le bassin des Avenelles.

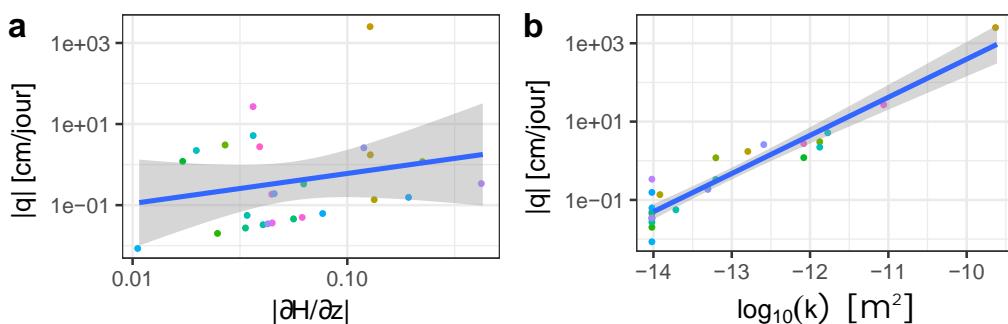


FIGURE 5.23. Variabilité des échanges d'eau nappe-rivière avec le gradient vertical de charge hydraulique et la perméabilité intrinsèque. (a) Valeurs et régression linéaire de la valeur absolue des échanges d'eau nappe-rivière en fonction des valeurs de gradient vertical de charge hydraulique (b) Valeurs et régression linéaire de la valeur absolue des échanges d'eau nappe-rivière en fonction des valeurs de perméabilité intrinsèque

Les cartographies des conditions aux bords de différence de charges hydrauliques (Figure 5.19), de perméabilités intrinsèques (Figure 5.21), et de valeurs de flux échangés (Figure 5.22) peuvent être interprétées conjointement pour caractériser les contrôles des échange d'eau nappe-rivière sur le bassin des Avenelles. La partie amont du bassin est caractérisée par des flux parfois infiltrants, parfois exfiltrants, mais les faibles valeurs de perméabilité intrinsèque limitent la valeur des flux échangés entre la nappe et la rivière. Aux alentours de la station Molonari AmPP, l'eau de l'aquifère supérieur de Champigny s'exfiltre vers la rivière, forcée par le gradient de charge hydraulique, et permis par des valeurs de perméabilité intrinsèque plus faibles. Cette eau se déplace en surface et infiltre l'aquifère de Brie plus en aval, à la faveur de gradients de charge hydraulique favorables et de valeurs de perméabilité intrinsèque relativement élevées. Enfin, la section finale du bassin des Avenelles est plus dynamique, alternant infiltrations et exfiltrations, et avec des valeurs de perméabilité intrinsèques favorisant les échanges entre l'eau de la nappe de Brie et l'eau de la rivière.

5 Conclusion

Cette phase du PIREN-Seine a permis la conception et le développement du capteur de terrain innovant Molonari-Mini ainsi que la mise en place d'une méthodologie Bayésienne basée sur la modélisation numérique de processus hydrogéophysiques d'interprétation des mesures Molonari-mini. Ces nouvelles méthodes ont été implémentées sur la Zone Atelier du bassin des Avenelles et ont permis de caractériser les échanges nappe-rivière locaux le long du réseau hydrographique des Avenelles ainsi que leurs contrôles hydrogéologiques.

Les résultats confirment la complexité des échanges nappe-rivière le long du réseau hydrographique d'un bassin. Les valeurs de perméabilité intrinsèque couvrent quatre ordres de grandeur, entre 10^{-14} et 10^{-10}m^2 , et représentent une large partie de la variabilité de la distribution de ces valeurs qui a été fixée a priori. Les valeurs de perméabilité intrinsèque sont faibles en amont du bassin ($\sim 10^{-14}\text{m}^2$) et plus élevées sur la partie aval ($\sim 10^{-12}\text{-}10^{-11}\text{m}^2$). Sur les parties intermédiaires et aval du bassin, les valeurs de perméabilité intrinsèque peuvent varier de plusieurs ordre de grandeur sur un même tronçon de rivière.

Les méthodes développées ont également permis de caractériser les contrôles hydrogéophysiques des échanges nappe-rivière d'eau locaux sur le bassin des Avenelles. Les échanges estimés ont été évalués en fonction des valeurs de gradient de charge hydraulique verticaux locaux et des valeurs de perméabilités intrinsèques locales dans la ZH, qui sont les variables principales dans l'équation de Darcy représentant les flux d'eau dans la subsurface. Cette étude a montré le rôle central de la perméabilité intrinsèque (ou de manière équivalente, de la conductivité hydraulique) pour expliquer la variabilité spatio-temporelle des échanges nappe-rivière locaux. Cela confirme que la compréhension des échanges nappe-rivière, qui influencent la qualité de l'eau à l'échelle du bassin, nécessite de caractériser les propriétés hydrogéologiques de la ZH. Développé dans cette phase du PIREN-Seine, le Molonari-Mini est pour cela une solution simple, robuste et à bas coût permettant de caractériser ces propriétés hydrogéophysiques nécessaires à la caractérisation des échanges nappe-rivière de manière spatialisée sur un bassin, contribuant à répondre au besoin de prédiction à l'échelle du bassin où les décisions de gestion des eaux sont prises.

Caractérisation de la géochimie des interfaces nappe-rivière du bassin des Avenelles

Jean Marie Mouchel^{1,*}, Stefany Rocha¹, Agnès Rivière², Gaelle Tallec³

³ Sorbonne Université, Metis, Paris

¹ MINES ParisTech, PSL University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

² IRSTEA, UR HYCAR, Antony, France

* jean-marie.mouchel@upmc.fr

Résumé

Ce chapitre traite de la chimie des éléments majeurs dans le bassin des Avenelles, sur le site de l'Orgeval. Durant la phase VII du programme des échantillons ont été collectés dans la nappe de Brie, dans les sources qu'elle alimente, dans des piézomètres de la zone riparienne, dans les drains et les courues d'eau. Au final une excellente caractérisation de toutes ces masses d'eau a été obtenue. Elle permet d'affiner les bilans, notamment le bilan carbone. Elle a également permis de mettre en évidence des circulations plus complexes qu'attendues entre les nappes qui composent le bassin, avec la présence de quantités très importantes de sulfates dans certains piezomètres dans des masses d'eaux inattendues. Une description quasi-horizontale des couches géologiques associée à une circulation descendante ou latérale des eaux dans la zone non saturée et les aquifères ne permet pas d'expliquer ces très fortes teneurs en sulfates. Une intense dénitrification est mise en évidence dans les zones ripariennes étudiées. Sa quantification précise n'a cependant pas été possible. L'utilisation d'autres traceurs, notamment du $\delta^{13}\text{C}$, pourrait sans doute permettre de mieux appréhender son impact en termes de bilan à l'échelle du bassin.

Points clés

La dénitrification est très importante dans les zones ripariennes, très visible dans les eaux souterraines et doit impacter le bilan à l'échelle du bassin. La présence de sulfate dans l'eau des nappes traduit une circulation souterraine complexe entre les nappes de Brie et du Champigny.

Pour citer cet article : J.M. Mouchel et al., Caractérisation de la géochimie des interfaces nappe-rivière du bassin des Avenelles dans Fonctionnements hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau, A. Rivière et al. (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

Sommaire

Contents

1	Introduction	142
2	Site de l'étude	143
3	Méthodologie d'échantillonnage	146
4	Méthodes analytiques	148
5	Présentation des résultats	149
6	Présence de gypse	150
7	Présentation des résultats	152
8	Présence de gypse	153
9	Transferts de CO₂	156
10	Autres ions d'intérêt dans la nappe de Brie	160
11	Variabilité des teneurs dans les piézomètres de berge	162
12	Conclusions et perspectives	164
13	Annexes	166
13.1	Distribution des concentrations dans chaque type d'échantillons	166
13.2	Tableau des valeurs moyennes mesurées sur chaque site	168

1 Introduction

Les bordures de rivière qu'il s'agisse de la zone latérale dite riparienne ou de la zone sous-jacente dite hyporhéique, sont des milieux particulièrement réactifs. Deux facteurs majeurs concourent à leur réactivité, d'une part la présence de quantités importantes de matières organiques réactives, d'autre part la complexité des écoulements qui y renouvelle la mise en contact de composés ou familles de composés réactifs. La zone riparienne est la zone est située sur la berge des cours d'eau, elle peut être alimentée par les eaux souterraines provenant du versant, ou par le cours d'eau, ou les deux à la fois avec des évolutions saisonnières. Elle est caractérisée par une interaction effective avec la surface du sol, notamment au travers des échanges avec la végétation (évapotranspiration, prélèvement de nutriments, apports de matière organique et activité microbienne renforcée...). La zone hyporhéique est définie comme la zone d'écoulement souterrain qui comporte une quantité minimale, souvent fixée à 5%, d'eau provenant de la rivière. Dans cette zone, l'eau de la rivière se propage dans un milieu différent, éventuellement enrichi à la traversée de l'interface benthique, ou de nombreux biofilms favorisent les processus microbiologiques. Avec des définitions différentes, les deux zones se recouvrent partiellement, elles peuvent être particulièrement actives autour de la rivière sous réserve d'être nourries par les écoulements, sinon leur activité potentielle reste limitée en termes de budget à l'échelle de l'ensemble du bassin versant.

La matière organique réactive de la zone riparienne provient du développement de la végétation sur les berges, des exsudats racinaires et des débris végétaux incorporés au sol. Une autre source de matière organique probablement importante pour la zone hyporhéique provient du développement de biofilms et de dépôts à l'interface entre le cours d'eau et son lit. Des matières organiques issues de ces biofilms et dépôts peuvent être entraînés vers la zone hyporhéique dans certains secteurs privilégiés, ou en certaines périodes de l'année lorsque l'écoulement à l'interface entre la rivière et son lit est dirigé vers le bas ou vers la berge (arrivée de l'écoulement sur de plus hauts fonds, périodes de forte évapotranspiration qui abaisse le niveau de l'eau sur les berges...). Sauf dans les cas de pertes avérées (écoulement sur des roches très perméables et sans étanchéification du lit), à grande échelle, la tendance générale est celle d'un écoulement des versants et des nappes phréatiques vers les cours d'eau, mais cette tendance peut-être fortement modifiée en fonction de la morphologie des cours d'eau et des saisons.

De nombreux travaux ont été menés pour évaluer l'importance des secteurs ripariens et hyporhéiques sur les transferts d'éléments et molécules d'intérêt (formes du carbone, de l'azote et du phosphore, voire du soufre, pesticides) mais il demeure difficile de généraliser l'importance de ces zones à l'échelle d'un bassin versant pour deux raisons principales. D'une part les processus qui s'y produisent dans les zones hyporhéiques et ripariennes ne sont pas spécifiques de ces secteurs mais peuvent se dérouler dans toutes les zones plus ou moins hydromorphes ou saturés en eau dans un bassin versant. Une approche par bilan à l'échelle du bassin versant ne serait donc pas spécifiques des secteurs ripariens et hyporhéiques. Par ailleurs, ils sont hautement hétérogènes, en particulier en ce qui concerne leurs propriétés hydrauliques, ce qui affecte considérablement le devenir des nutriments et des contaminants.

Les approches par bilan plus localisées sont facilitées dans des secteurs où l'eau de la rivière alimente régulièrement la zone alluviale. C'est le cas dans des régions sèches et en été, alors que l'évapotranspiration entraîne une baisse du niveau phréatique et favorise les exportations d'eau de la rivière vers les nappes alluviales. C'est le cas aussi dans des conditions morphologiques favorables (hauts fonds, méandres) où le jeu des mises en pressions liées à l'écoulement favorise les écoulements au travers des berges et des fonds pour peu que ceux-ci soient suffisamment perméables.

Par exemple, dans le Rio Grande, caractérisé dans sa partie aval par de fortes pertes d'eau qui alimentent la nappe alluviale et des canaux d'irrigation qui la parcourent [Vinson et al. \(2007\)](#) ont réalisé un bilan des espèces consommatrices d'électrons (oxygène, nitrate, oxydes de fer et de manganèse) qu'ils comparent à la production de bicarbonate qui traduit la dégradation de la matière organique, quelle que soit son origine (apportée par la rivière ou par la production végétale dans la plaine). La rivière étant la source d'eau très majoritaire dans ce système, avec des écoulements allant toujours dans la même direction, [Vinson et al. \(2007\)](#) parviennent à des bilans convaincants, mais non équilibrés, qui suggèrent également une réduction des sulfates. Ils négligent les échanges avec l'atmosphère (apports par la pluie probablement négligeables au vu des débits échangés et échanges de O₂ et CO₂).

Dans des secteurs amont, les bilans peuvent être beaucoup plus complexes. Un site intéressant est celui étudié par [Lawrence et al. \(1983\)](#). Il s'agit d'un petit bassin versant forestier dans lequel une couche de sols très perméable (d'environ 1 mètre d'épaisseur) se positionne au dessus d'une couche imperméable. La zone riparienne occupe 30% du bassin versant. 37 piézomètres permettent de suivre la composition de la nappe phréatique. [Lawrence et al. \(1983\)](#) montrent une rétention significative de Ca, Mg et K, alors que Cl est sensiblement conservatif. L'azote est très fortement retenu, à 90%. Mais les situations peuvent être plus complexes, comme dans le cas décrit par [Hill \(1990b,a\)](#) qui s'intéresse à une zone riparienne forestière, avec un sol riche en matière organique dans un bassin versant constitué de moraines épaisse. L'auteur montre que les eaux qui pénètrent dans la zone humide riparienne latéralement et verticalement sont hétérogènes (cations majeurs, isotopie de l'eau).

Le fonctionnement hydrologique des secteurs ripariens et hyporhéiques ainsi que la position de la zone concernée dans la circulation générale dans le bassin sont d'une importance considérable pour évaluer leur rôle biogéochimique. Le cas du ru des Avenelles, qui traverse plusieurs aquifères, est particulièrement intéressant parce qu'il présente plusieurs faciès potentiels de circulation en fonction de sa position par rapport aux différentes nappes (Chapitre 5). L'objectif de cette étude est de cartographier la qualité de l'eau des nappes et de la zone riparienne, de recaler ces données par rapport au fonctionnement biogéochimique du bassin versant, d'identifier les termes sources correspondant aux piézomètres ripariens et de mettre en évidence les relations entre circulation hydrologique et qualité de l'eau dans la secteur riparien.

2 Site de l'étude

Le travail a été réalisé dans le bassin versant expérimental de l'Orgeval. Ce bassin versant est suivi depuis plusieurs décennies par IRSTEA. A partir de 2011, il a été équipé d'un réseau de piézomètres complémentaire destinée d'une part à conforter la modélisation hydrogéologique de l'ensemble du site, et d'autre part à préciser l'intensité des échanges entre le ru des Avenelles et les nappes ([Mouhri et al. \(2013a\)](#) et Chapitre 7 et 5).

En effet, en descendant depuis les plateaux limoneux, le ru des Avenelles traverse l'aquifère de la nappe de Brie puis des couches aquitard marneuses puis de nouveau une couche aquifère, celle des calcaires de Champigny. Il est donc plausible que le ru des Avenelles se comporte comme un intermédiaire dans les transferts depuis les nappes des plateaux (fortement drainés), la nappe de Brie et la nappe du Champigny. Ces transferts se feraient alors au travers des milieux d'interface ripariens et hyporhéiques, ce qui devrait influencer la qualité des eaux transférées.

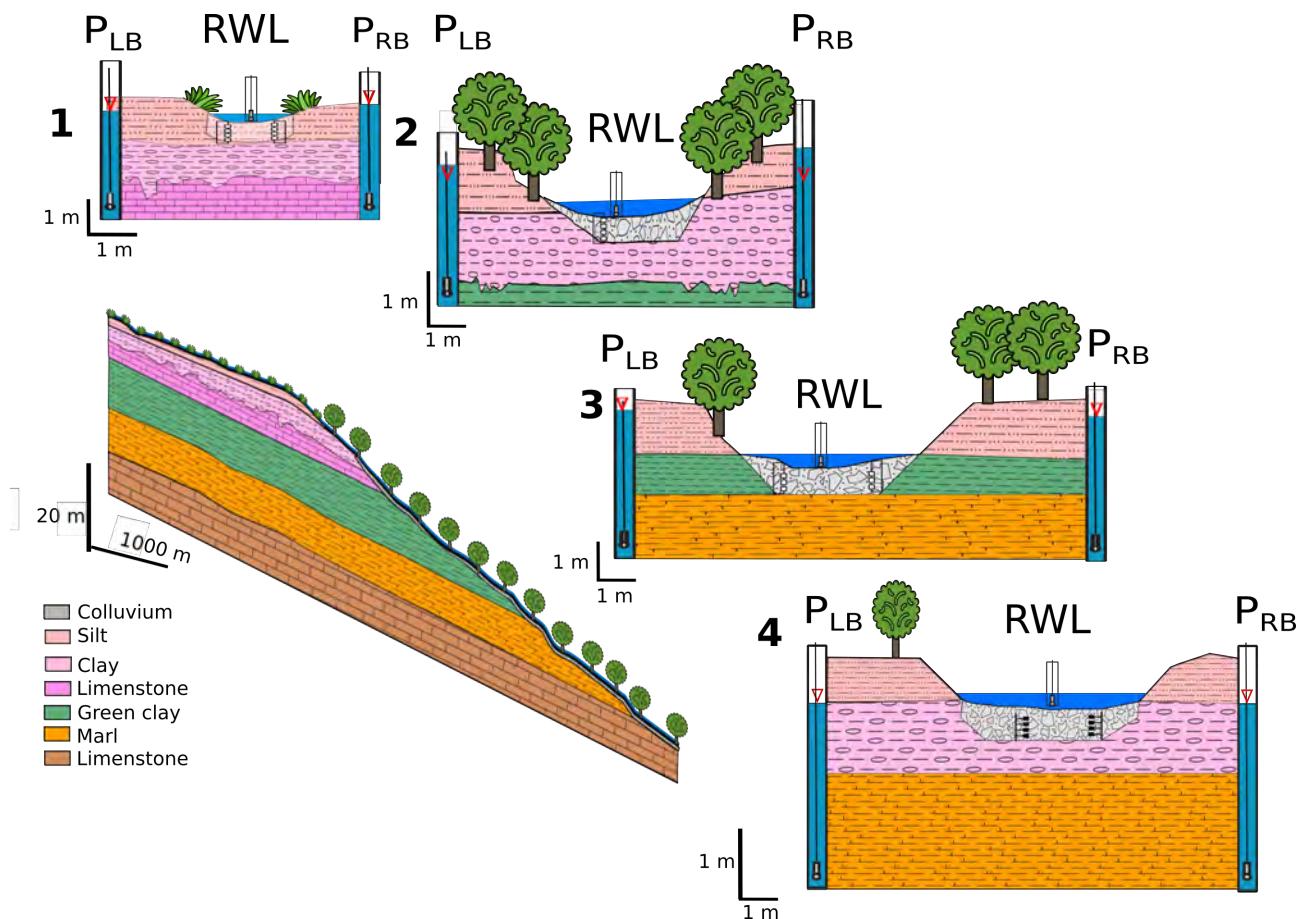


FIGURE 6.1. Le réseau de mesure MOLONARI (modifié de Mouhri et al. (2013b))

Le dispositif appelé MOLONARI (Figure 6.1, Chapitre 5) mis en place sur le site des Avenelles (Mouhri et al., 2013b) est constitué de 9 piézomètres de berge équipés de capteurs de températures et de pression, associés à des capteurs de température et pression situés dans et sous la rivière. Les mesures, réalisées au pas de temps de 15 minutes, sont utilisées pour estimer les flux d'échange entre la rivière et la berge grâce à une modélisation inverse des écoulements en utilisant les hauteurs d'eau et les températures comme contraintes. Ces travaux sont poursuivis par Rivièvre et al. (2015) et Berrhouma et al. (2016). Au sein du bassin de l'Orgeval, ce dispositif est complété par des piézomètres situés sur les plateaux, également suivis en continu, certains ayant été implantés au cours d'études antérieures. Par ailleurs un suivi hydrométrique dense est réalisé dans le bassin de l'Orgeval par IRSTEA (depuis plusieurs décennies, aujourd'hui dans le cadre de l'observatoire Oracle, Tallec et al. (2015)), à la fois pour les débits en plusieurs stations et pour la qualité de l'eau.

Dans le cadre de cette étude, la qualité de l'eau a été suivie durant l'année 2016 dans les piézomètres du dispositif MOLONARI et quelques piézomètres plus anciens, dans plusieurs sources drainant la nappe de Brie, dans quelques drains suivis par IRSTEA et dans les rus au droit des dispositifs MOLONARI.

Le dispositif se compose donc de cinq types de points d'échantillonnage :

- des piézomètres profonds, dits de plateau, qui sont tous au sein de la nappe de Brie,
- des sources qui contribuent à la vidange de la nappe de Brie,
- des drains agricoles qui collectent la nappe superficielle,
- des piézomètres de berge,
- des stations de mesures dans le cours d'eau.

Les cartes 6.2 et 6.3 et le tableau 6.1 présentent synthétiquement le dispositif.

Les piézomètres profonds (nappe de Brie) sont codés PZ1, PZ4, PZ6, PZ haut et PZ mi-pente. Ils sont répartis sur tout le bassin versant (voir carte 6.2). Plusieurs sources (Croupet, St Germain, Eglise St Germain, St Côme) sont situées en rive droite du rû des Avenelles dans secteur géographique limité, et à des altitudes comprises entre 125 et 130 mètres. Les autres sources situées en rive gauche (Malemboust, Montberneux, La Derrier, Speuse) sont mieux réparties d'amont en aval et situées à des altitudes d'environ 120 mètres. Ces altitudes correspondent au mur de la nappe de Brie. On notera que la station "source Malemboust " est située quelques dizaines de mètre en aval d'une zone de suintement sans source bien identifiable, là où les débits commencent à se concentrer. Il s'agit d'une zone très boisée qui peut avoir une influence sur la qualité de l'eau (prélèvement de nutriments par la végétation, dépôt de litière provoquant un écoulement anoxique dans al litière parfaitement visible). Mis à part Malemboust, toutes les sources sont captées, elles sont ainsi mieux identifiées et plus faciles à prélever, mais nous avons pas accès au plan de canalisation ou de drainage qui a permis de les alimenter. Il est notable que la source St Germain est très puissante avec un débit qui atteint plusieurs $m^3.h^{-1}$. Les piézomètres de berge sont situés à des distances de moins de 5 mètres du ru à des profondeurs de 1 à 4 m sous la surface du sol (voir carte 6.3).

Trois piézomètres (numéros 9, 10 et 11) situés à proximité de la ferme Derrier mais non présentés sur la carte 6.2 seront exclus de l'analyse générale, car ils sont situés dans la zone peu perméable située entre la nappe de Brie et les calcaires de Champigny. En conséquence, le temps de renouvellement de l'eau y est faible. De ce fait, ils étaient vidangés à sec avant chaque prélèvement. Dans la plupart des cas, le niveau d'eau dans le piézomètre numéro 10 demeurait insuffisant après 24 heures pour qu'un prélèvement puisse être fait. Des échantillons ont en général pu être prélevés dans les piézomètres 9 et 11, mais les résultats sont fort variables, difficilement interprétables, et probablement liés à des apports très locaux.

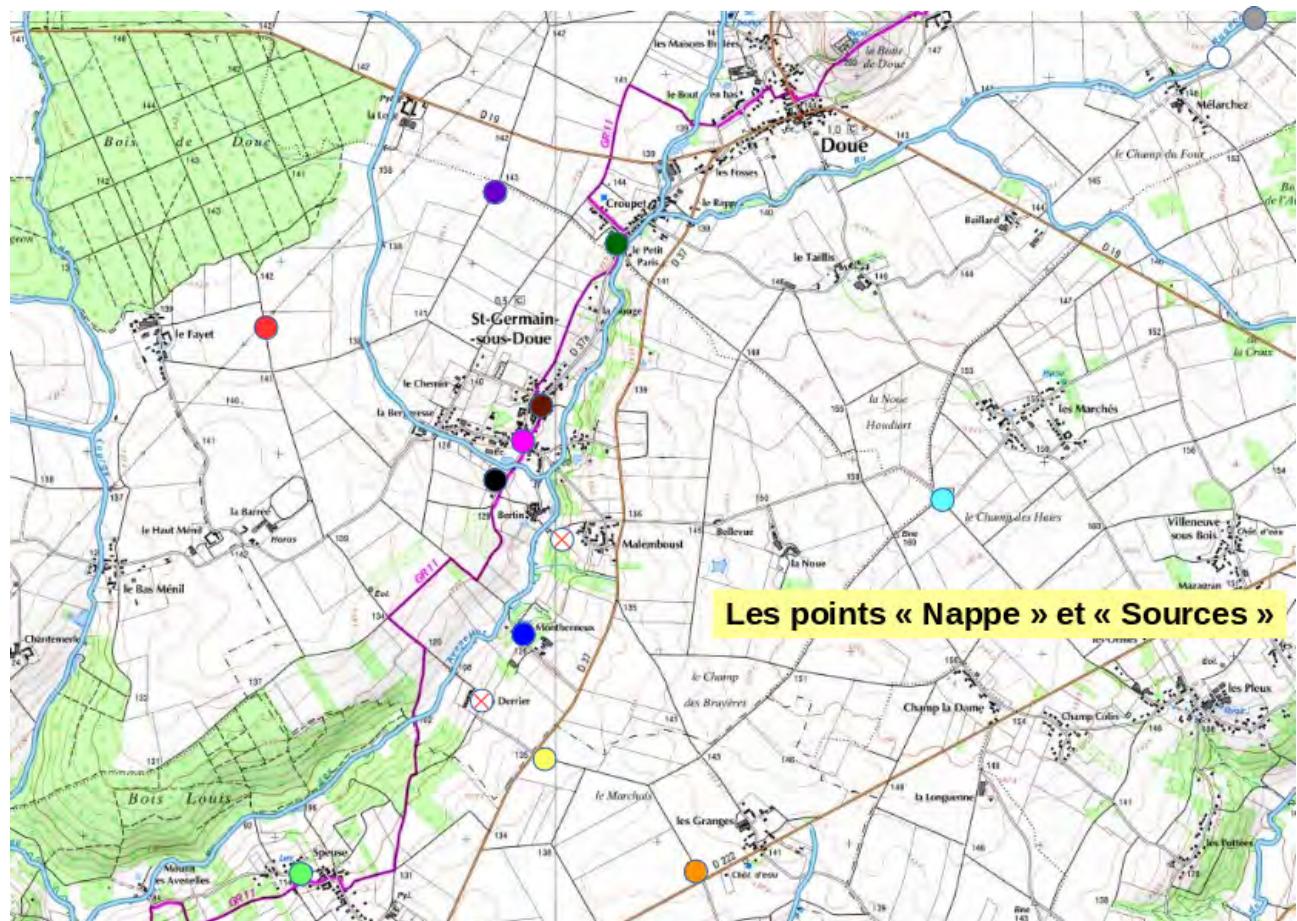


FIGURE 6.2. Carte des piézomètres de la nappe de Brie et des sources.

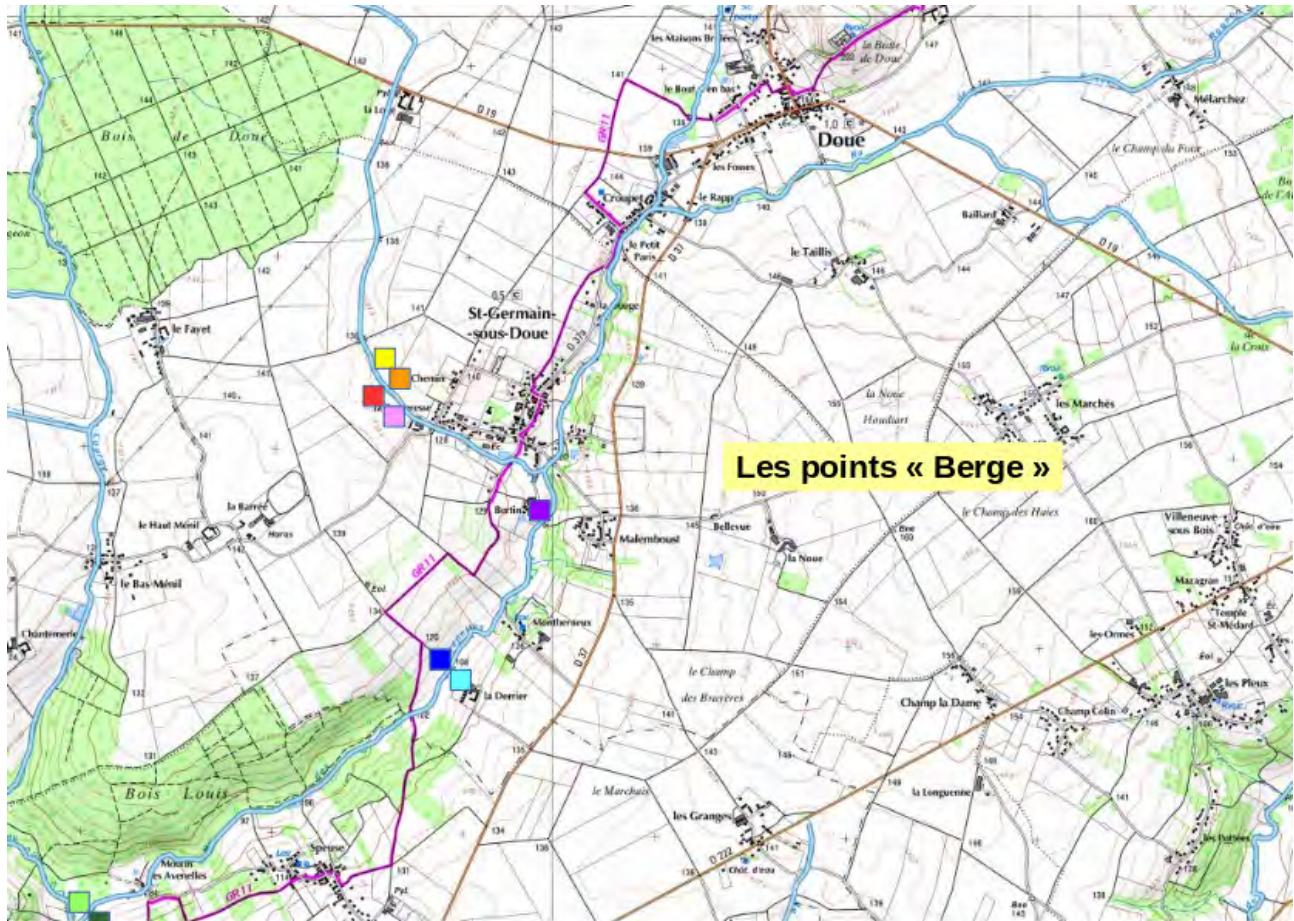


FIGURE 6.3. Carte des piézomètres de berge

Le tableau 6.1 et les cartes 6.2 et 6.3 présentent les sites de mesure. Les couleurs correspondant à chaque site seront utilisées dans la suite du rapport sur tous les graphiques. Les sources et piézomètres profonds (nappes) sont représentés par des ronds, les piézomètres de berge par des carrés.

3 Méthodologie d'échantillonnage

Les échantillons des rus, des sources et des drains ont été prélevés manuellement dans des flacons en polycarbonate (500 ml). Les échantillons des piézomètres ont été prélevés au moyens de tubes de prélèvement, fermés en position basse par une vanne à bille, après une purge d'environ 30 litres destinée à éliminer l'eau ayant pu stagner dans le piézomètre en contact avec l'air. Le volume d'eau initialement présent dans les piézomètres dépend de leur diamètre (50 ou 80 mm) et de la profondeur de la colonne d'eau qu'ils contiennent (typiquement de 1 à 6 mètres). Pour les piézomètres les plus profonds, donc sur le plateau, le volume de purge est de l'ordre du volume total contenu dans le piézomètre, et est donc potentiellement insuffisant pour un renouvellement complet. Cependant, l'échantillonnage comme la purge ont lieu dans les deux premiers mètres ; appliqués à ce volume le renouvellement par la purge serait suffisant. Les recommandations du BRGM (Chery et al. (2000)) sont de vidanger deux fois le volume du puits d'échantillonnage au dessus du haut de la crépine, ce critère ne s'applique pas sur ces piézomètres qui sont crépinés sur toute leur hauteur. La méthodologie appliquée a été considérée comme un compromis acceptable entre le temps nécessaire à la purge et la qualité de la purge, ce malgré un certain niveau de mélange au sein du piézomètre au cours du prélèvement. Pour certains piézomètres situés dans les terrains peu perméables, les temps nécessaires au remplissage après la purge pouvait être très long. Le prélèvement était alors réalisé le lendemain de la purge. Dans certains cas, pour les piézomètres dont le remplissage était trop lent, une quantité suffisante d'échantillon n'a pas pu être prélevée.

TABLEAU 6.1. *Les stations de mesure, piézomètres et sources*

Site	Couleur	Type	Commentaire
PZ1	rouge	piézo de plateau	
PZ4	violet	piézo de plateau	
PZ6	bleu clair	piézo de plateau	
PZ haut	orange	piézo de plateau	
PZ mi-pente	jaune	piézo de plateau	
Source Croupet	vert foncé	source	
Eglise St Germain	brun	source	
Source St Germain	rose	source	Très fort débit
Source St Côme	noir	source	
Montberneux	bleu	source	Très petit débit, parfois tarie
Speuse	vert clair	source	Alimentation d'un lavoir
Malemboust	blanc	source	Suintement au travers d'une zone boisée
Derrier	blanc	source	Dans la cour de la ferme, doute sur l'existence d'ouvrage de stockage ancien à l'amont de la source.
Source Mélarchez	blanc	source	
Drains Mélarchez	gris	drain	
PZ12	vert clair	piézo de berge	Avenelles, RD
PZ13	vert foncé	piézo de berge	Avenelles, RG
PZ8	bleu	piézo de berge	Station Derrier, RD
PZ bas	bleu clair	piézo de berge	Station Derrier, RG
PZ7	violet	piézo de berge	Station Bertin, RD
PZ2	rouge	piézo de berge	ru Bergeresse RD
PZ3	orange	piézo de berge	ru Bergeresse RG
PZ31	jaune	piézo de berge	ru Bergeresse RG
PZ34	rose	piézo de berge	ru Bergeresse RD

Le pH, la température et l'oxygène dissous ont été mesurés *in situ*, après purge (systèmes de mesure WTW, électrodes de pH combinées, électrode à oxygène optique). De retour au laboratoire de terrain, soit au maximum deux heures après le prélèvement, le pH était mesuré de nouveau ainsi que le Eh et la conductivité (systèmes WTW). Les électrodes pH étaient vérifiées matin et soir à pH 7 et pH 4 aux cours des campagnes de mesure, des dérives de 0.01 à 0.015 unités pH ont été mesurées selon les campagnes. L'électrode de conductivité était vérifiée matin et soir dans une solution de KCl 0.01 N. Les conductivités sont toutes ramenées à une température de 25 °C. L'électrode de Eh était vérifiée matin et soir dans une solution composée d'hexocyanate ferreux et d'hexocyanate ferrique (420 mV.). Elle était également régulièrement nettoyée à l'éthanol pour éliminer tout film organique. Cependant l'équilibrage de cette électrode est très lent. On rappelle que les différents couples RedOx dans une eau naturelle ne sont pas équilibrés entre eux, et que le Eh de la solution ne peut être qu'indicatif quelle que soit la méthode de mesure.

De retour au laboratoire de terrain, les échantillons étaient filtrés (filtres en fibre de verre GF/F de porosité nominale 0.7 µm). 3 sous-échantillons étaient préparés, deux d'entre eux étaient congelés, le dernier était conservé au frais (4 °C) pour l'analyse de l'alcalinité, et également des ions majeurs s'ils pouvaient être analysés en moins de 3 jours.

La période d'échantillonnage va de janvier 2016 à septembre 2019. Des données préalables (de 2015) ont été exclues de l'analyse car la méthodologie n'était pas encore stabilisée.

4 Méthodes analytiques

L'alcalinité était mesurée par titration par une solution de 0.01 N de HCl, selon la méthode Culbertson en multi-point, tenant compte de la force ionique, après calibration spécifique de l'électrode et vérification des volumes délivrés par la burette, de retour au laboratoire. A partir de 2017, pour une meilleure précision, les mesures d'alcalinité ont été réalisées au laboratoire par une burette automatique selon la méthode de Gran. Avant le retour au laboratoire, les échantillons étaient conservés à 4 °C.

Les cations et anions majeurs ont été mesurés après décongélation selon plusieurs méthodes :

- les anions ont été mesurés par chromatographie ionique équipé d'un détecteur de conductivité (système Dionex ICS-3000, équipé d'une colonne AS14, avec une solution de KOH comme éluant) ;
- les cations ont également été mesurés en chromatographie ionique (colonnes CS16, éluant méthyl sulfonique), mais les résultats étaient parfois discutables pour différentes raisons. La congélation provoque des précipitations, que nous pensons essentiellement formées de CaCO₃, et malgré une étape de sonication pour tenter de disperser de nouveau ces précipités, la présence de calcium non ionique dans l'échantillon a biaisé les analyses en chromatographie. Une acidification après décongélation a permis de résoudre ce problème, et nous avons opté pour des ajouts d'acide perchlorique qui ne perturbent pas les mesures des anions afin de garder la possibilité d'analyser simultanément anions et cations des ICS-3000 équipé d'une double colonne. Cependant, ce protocole, qui a été mis au point en cours d'année, n'a pas été appliqué à tous les échantillons ;
- les cations ont également été mesurés, après acidification, par absorption atomique en mode flamme (K et Na) et par ICP-AES (Ca et Mg) ;
- les éléments nutritifs (nitrates, nitrites, ammonium et phosphate) ont été mesurés par une méthode colorimétrique standard automatisée (système Gallery).

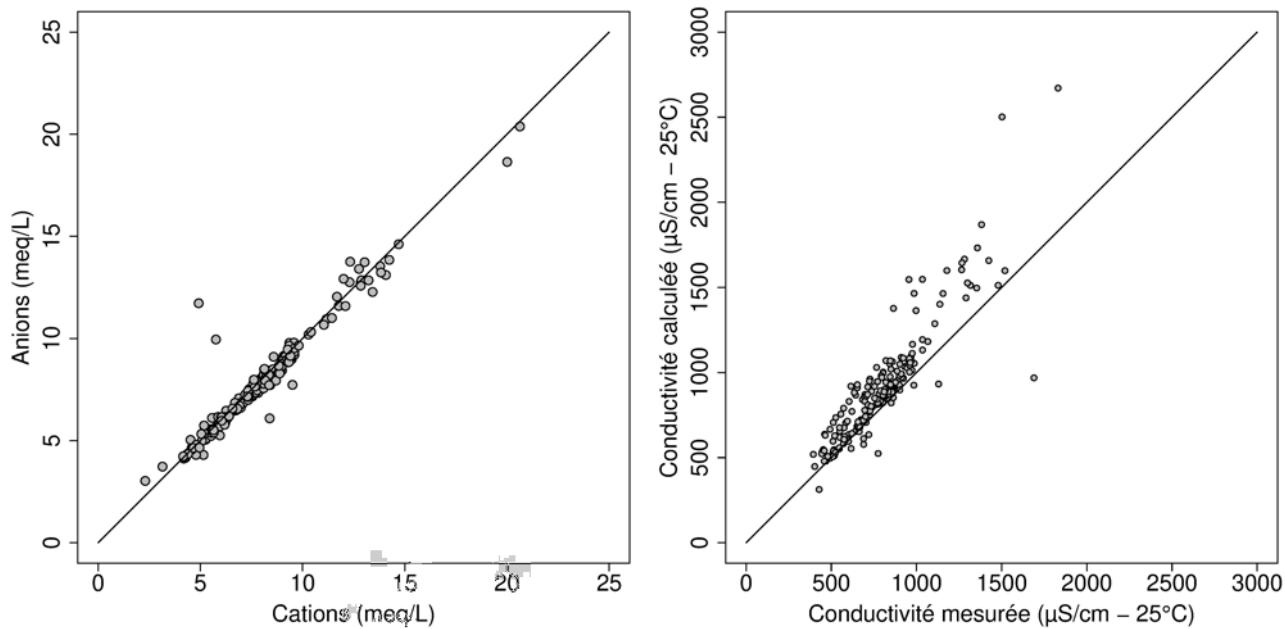


FIGURE 6.4. Validation de la qualité des données. Bilan ionique (à gauche) et lien à la conductivité (à droite).

Les bilans ioniques ont été systématiquement estimés, la figure 6.4 montre qu'ils sont raisonnablement équilibrés sauf dans 2 cas qui correspondent au piézomètre PZ9. La relation entre la conductivité mesurée, ramenée à 25 °C, et la conductivité « idéale », estimée en sommant simplement les conductivités spécifiques de tous les ions mesurés, est présentée sur la figure 4. Elle permet de mettre de nouveau en évidence un point hors relation, qui correspond à une échantillon collecté dans le piézomètre 11. On note aussi un fort décalage par rapport à la droite 1:1, qui pourrait probablement être expliqué par le caractère non idéal de la solution. Cependant, les corrections à porter pour tenir compte de la non-idéalité de la solution sont complexes pour des solutions qui ne sont formées d'une seule paire anion/cation et peuvent atteindre 10% ou plus (Wright et al., 1998), des compléments méthodologiques expérimentaux seraient nécessaires pour valider l'utilisation de la conductivité comme indicateur global de la qualité des données collectées. En l'état, nous pouvons conclure à partir des bilans ioniques, et dans une moindre mesure de la relation à la conductivité, que la qualité des données est satisfaisante.

5 Présentation des résultats

Les graphes en boîte à moustache donnés en annexe présentent l'ensemble des résultats obtenus par groupe de points d'échantillonnage. Des graphes supplémentaires avec une échelle différente ont été tracés pour les ions avec de très forts extrêmes (SO_4 , Ca, Mg) pour plus de lisibilité. Des différences très nettes apparaissent entre les différents groupes de station de mesure. Elles peuvent être interprétées comme le résultat de processus de mélange entre différentes masses d'eau si les éléments peuvent être considérés comme conservatifs ou au démontrer au contraire l'existence de processus réactifs importants.

Du point de vue des écoulements dans le bassin versant, sans tenir compte de la réactivité des composés, on pourrait s'attendre à ce que la composition de l'eau des rus résulte d'un mélange entre celle des drains, des nappes, des sources et des berges. L'eau des zones ripariennes, devrait résulter d'un mélange de l'eau des nappes et de l'eau des rus (en cas de ré-infiltration).

La composition de l'eau des rus en calcium, en nitrate et leur alcalinité montre une contribution significative des drains qui seuls peuvent apporter des eaux de concentrations suffisamment faibles en calcium et des alcalinités assez faibles en comparaison des autres types d'eaux suivies sur le bassin. Elle montre aussi une contribution nécessaire des berges qui seules apportent des eaux de teneurs en nitrate assez faibles. En ce qui concerne la composition des berges, le problème se présente différemment puisque aucun autre type d'eau ne présente des alcalinités aussi fortes et des teneurs en nitrate aussi faibles. Ceci met en évidence l'existence d'un ou plusieurs processus de transformation a priori interne aux berges, la dénitrification, consommatrice de nitrate et productrice d'alcalinité est un bon candidat pour affecter les deux composés précités, qu'on sait a priori actif dans les zones ripariennes.

Sur les boîtes à moustache, apparaissent également des valeurs extrêmes représentées par des points hors de la boîte à moustache. On a suivi pour ces représentations le standard usuel qui consiste à considérer comme extrêmes les valeurs qui s'éloignent du bord de la boîte de plus que 1,5 fois l'interquartile (soit la hauteur de la boîte). Avec une hypothèse de distribution gaussienne, chacun de ces points a une probabilité d'occurrence inférieure à 0.3%. L'existence d'un grand nombre de points dit extrêmes indique que la population dans son ensemble n'est pas gaussienne, ou éventuellement qu'il existe deux populations de points différentes. On verra dans les paragraphes suivants que ces points correspondent à des sites d'échantillonnage spécifiques qu'on identifie très bien.

Les tableaux en annexe présentent les valeurs moyennes par site d'échantillonnage ainsi que les écarts-type de mesure pour chacun des sites, pour les anions et les cations. Il est tout à fait remarquable que, sauf pour un très petit nombre de couples (station, paramètre), la variabilité pour une station donnée est très faible ce qui signifie que l'essentiel de la variance des résultats est due aux différences entre stations et non pas à la variabilité (saisonnier ou hydrologique) ou cours de l'année.

Une analyse de variance des données de piézomètres de plateau et des sources qui constituent un lot d'échantillons relativement homogènes (eaux de la nappe de Brie, PZ6 exclu) montre que l'effet station est hautement significatif pour chacun des ions majeurs (*p.value* toutes inférieures à 10^{-8}). De fait, la variance inter-station domine la variance intra-station pour presque tous les ions pour les stations correspondant à la nappe de Brie (Tableau 6.3), mis à part le chlorure. Il en est de même pour les piézomètres de berge, sauf pour le potassium. C'est donc a priori une analyse comparative entre les différents piézomètres et sources qui fournira les résultats les plus discriminants. La situation n'est pas aussi marquée pour les stations de rivière.

TABLEAU 6.2. Pourcentage de la variance due aux différences inter-sites

	Cl	SO ₄	NO ₃	alk	Ca	Mg	Na	K
Berges	78%	67%	69%	74%	63%	83%	67%	47%
Brie	38%	75%	58%	84%	65%	61%	67%	57%
Rus	25%	73%	75%	57%	65%	77%	35%	45%

6 Présence de gypse

Au sein de la nappe de Brie, le piézomètre PZ6 est très particulier, avec des teneurs en sulfate qui dépassent largement l'ensemble des autres données et qui sont accompagnées de fortes valeurs en calcium, ce qui laisse présager un phénomène de dissolution de gypse. La figure 6.7 montre la relation entre calcium et sulfate pour toutes les eaux de nappe de Brie. Les données de PZ6 montrent une forte corrélation entre les teneurs en Ca et en SO₄, avec une pente Ca : SO₄ en moles très proche de 1 (pente de 1,03) attendue pour le gypse. L'examen de l'évolution temporelle des teneurs au cours des années 2016 et 2017 montre une augmentation brutale en début d'année suivie d'une décroissance régulière (trop peu de données sont disponibles à partir de 2018). Une forte décroissance dans cette station (mais pas dans les autres) avait également été observée en 2015 avec 3 données seulement, les ions sulfate étaient passés de plus de 600 mg/L (6 mmol) en janvier 2015 à 135 mg/L (1,5 mmol) seulement en juin 2015. Des phénomènes de dissolution de gypse au centre du bassin de Paris sont fréquents et connus (sources très chargées en sulfates, exploitation de carrières, instabilité potentielle du sous-sol dû à la dissolution de gypse). Les exploitations principales de gypse se trouvent dans des couches éocène (Marteau, 1993) qui correspondent au Champigny et à la couche de marnes supragypseuses qui le recouvre dans le bassin de l'Orgeval, et non pas au calcaire/meulière de Brie et la couche dite de marne verte sur laquelle il repose. On peut observer que les valeurs élevées à la station PZ6 s'observent en hiver après la remontée des nappes, qui sont très hautes dans ce secteur (moins de 1 mètre de la surface du sol en période hivernale) mais peuvent descendre d'au moins 2 mètres au cours du cycle annuel. Le fond de PZ6, situé à 10 mètres environ, est constitué de la couche de marne verte. Les autres piézomètres PZ1 et PZ4 ont été constitués de la même façon au travers des mêmes couches géologiques et montrent des fluctuations hydrologiques annuelles similaires. Force est donc de constater l'aspect très localisé de la présence de gypse au dessus de ou dans la couche de marne verte, lié probablement à une particularité géologique dont on ignore l'ampleur géographique à ce stade.

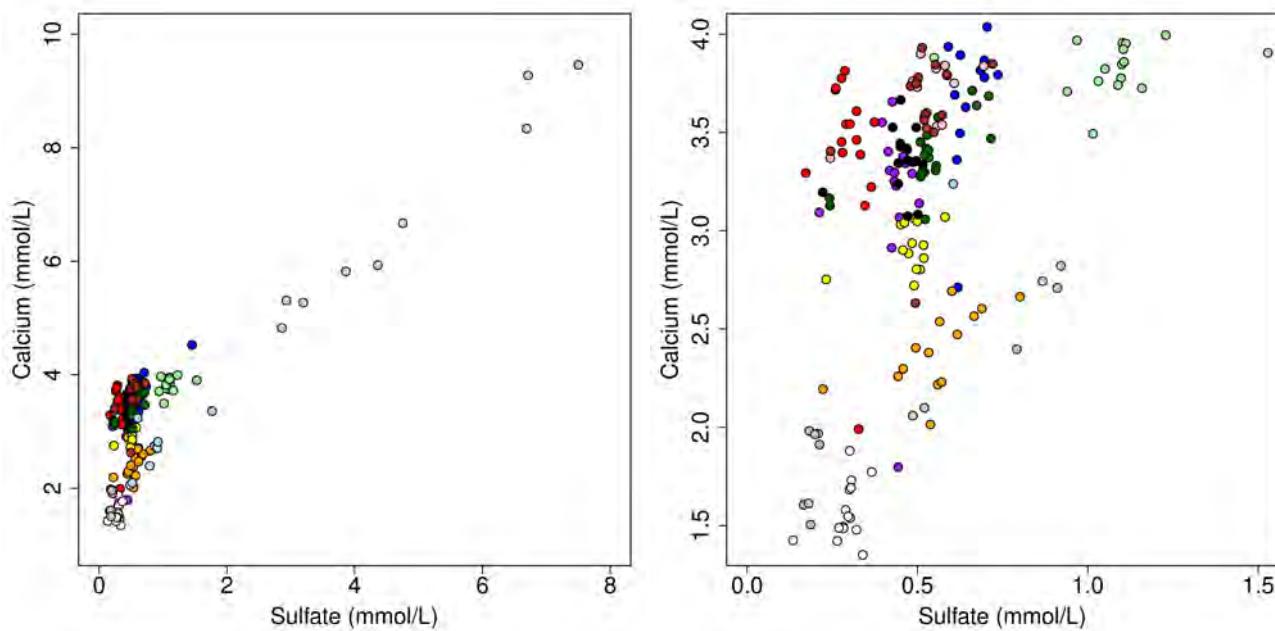


FIGURE 6.5. Relation entre les teneurs en calcium et en sulfate pour les piézomètres et les source. La figure des droite est un zoom sur la plage des concentrations les plus faibles.

Trois autres sites montrent des teneurs élevées en sulfates. Dans la source Speuse, prélevée à l'entrée d'un lavoir, des teneurs de 1 à 1.5 mmol ont été mesurées, mais il n'apparaît pas de relation explicite de pente 1:1 entre Ca et SO₄ à l'échelle de la station (la pente est de 0.26 seulement, mais avec un r² de 0.1 seulement, cette pente a peu de signification). Cependant ces données s'intègrent bien avec celles de PZ6 dans une relation reliant Ca et SO₄ avec une pente proche de 1:1 pour toutes les stations de la nappe de Brie riches en SO₄ (figure 6.7 ; pente de 0,88, qui n'est pas significativement différente de 1 au seuil de probabilité 0,01).

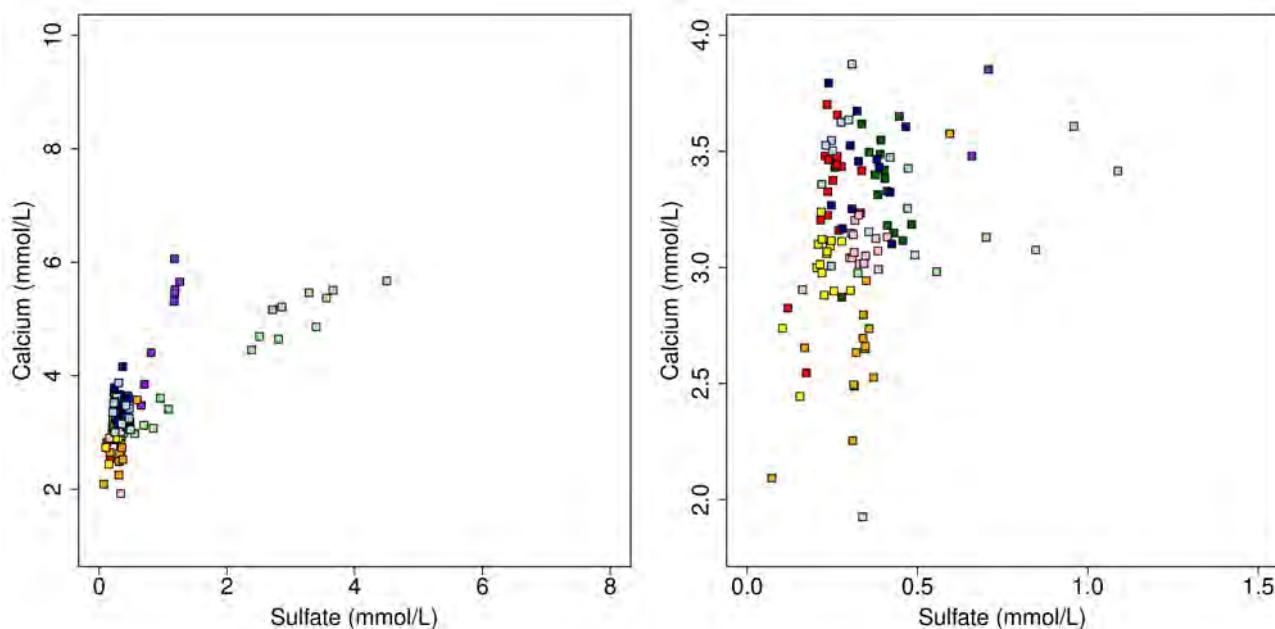


FIGURE 6.6. Relation entre calcium et sulfate pour les eaux des piézomètres de berge, la figure de droite zoomé sur les points de plus faibles teneurs en calcium et en sulfate.

Parmi les piézomètres de berge, PZ7 et PZ12 présentent aussi des teneurs en sulfates relativement élevées. Les points représentant les données du piézomètre PZ12 (figure 6.8) ne donnent pas l'image d'une pente molaire 1:1 entre Ca et SO₄, cependant le nuage de points PZ12 est peu étalé et sa pente peu significative. Son intégration dans l'ensemble des données montre que les données de PZ6, comme celles de Speuse et celles de PZ12 s'intègrent dans un ensemble de données qui peut s'expliquer par un phénomène de dissolution de gypse localisé dans des zones précises à l'échelle du bassin de l'Orgeval. La pente Ca:SO₄ globale intégrant PZ6, Speuse et PZ12 n'est que de 0,86, avec une p-value de 0,003 seulement qui tendrait à pouvoir exclure l'hypothèse d'une pente égale à 1. On notera cependant que comme le point origine des relations entre Ca et SO₄ pour chaque station (valeur de Ca pour zéro SO₄) est mal défini et pas nécessairement le même pour toutes les stations, le fait que la pente de soit pas exactement de 1 pour les 3 stations ensemble ne permet pas d'exclure une dissolution plus proche de 1:1 pour chacune des stations. Si une certaine similarité géographique pouvait être identifiée entre PZ6 et Speuse (en rive gauche du ru des Avenelles, au sein de la couche aquifère de nappe de Brie), le cas PZ12 est très différent puisque ce site est en rive droite du rû des Avenelles, donc sans connexion hydrologique avec les précédents, et sous ou dans la couche peu perméable qui sépare les nappes de Brie et de Champigny. Les teneurs dans le rû au droit de PZ12 fluctuant de 0,3 à 0,8 mmol elles ne peuvent expliquer une alimentation de PZ12 en SO₄ par la rivière et donc par les couches géologiques supérieures, on a donc à faire à une source locale certainement différente des précédentes. On note aussi des teneurs en Mg beaucoup plus élevées également à PZ12, avec un rapport Mg:Ca qui est d'environ 0,25. On notera une tendance géographique avec des rapports Mg:Ca plus élevées dans le secteur aval (PZ12, PZ13 et également Speuse, représentés par des carrés vert clair et vert foncé et des ronds vert clair).

7 Présentation des résultats

Les graphes en boîte à moustache donnés en annexe présentent l'ensemble des résultats obtenus par groupe de points d'échantillonnage. Des graphes supplémentaires avec une échelle différente ont été tracés pour les ions avec de très forts extrêmes (SO₄, Ca, Mg) pour plus de lisibilité. Des différences très nettes apparaissent entre les différents groupes de station de mesure. Elles peuvent être interprétées comme le résultat de processus de mélange entre différentes masses d'eau si les éléments peuvent être considérés comme conservatifs ou au démontrer au contraire l'existence de processus réactifs importants.

Du point de vue des écoulements dans le bassin versant, sans tenir compte de la réactivité des composés, on pourrait s'attendre à ce que la composition de l'eau des rus résulte d'un mélange entre celle des drains, des nappes, des sources et des berges. L'eau des zones ripariennes, devrait résulter d'un mélange de l'eau des nappes et de l'eau des rus (en cas de ré-infiltration).

La composition de l'eau des rus en calcium, en nitrate et leur alcalinité montre une contribution significative des drains qui seuls peuvent apporter des eaux de concentrations suffisamment faibles en calcium et des alcalinités assez faibles en comparaison des autres types d'eaux suivies sur le bassin. Elle montre aussi une contribution nécessaire des berges qui seules apportent des eaux de teneurs en nitrate assez faibles. En ce qui concerne la composition des berges, le problème se présente différemment puisque aucun autre type d'eau ne présente des alcalinités aussi fortes et des teneurs en nitrate aussi faibles. Ceci met en évidence l'existence d'un ou plusieurs processus de transformation a priori interne aux berges, la dénitrification, consommatrice de nitrate et productrice d'alcalinité est un bon candidat pour affecter les deux composés précités, qu'on sait a priori actif dans les zones ripariennes.

Sur les boites à moustache, apparaissent également des valeurs extrêmes représentés par des points hors de la boite à moustache. On a suivi pour ces représentations le standard usuel qui consiste à considérer comme extrêmes les valeurs qui s'éloignent du bord de la boite de plus que 1,5 fois l'interquartile (soit la hauteur de la boite). Avec une hypothèse de distribution gaussienne, chacun de ces points a une probabilité d'occurrence inférieure à 0.3%. L'existence d'un grand nombre de points dit extrêmes indique que la population dans son ensemble n'est pas gaussienne, ou éventuellement qu'il existe deux populations de points différentes. On verra dans les paragraphes suivants que ces points correspondent à des sites d'échantillonnage spécifiques qu'on identifie très bien.

Les tableaux en annexe présentent les valeurs moyennes par site d'échantillonnage ainsi que les écarts-type de mesure pour chacun des sites, pour les anions et les cations. Il est tout à fait remarquable que, sauf pour un très petit nombre de couples (station, paramètre), la variabilité pour une station donnée est très faible ce qui signifie que l'essentiel de la variance des résultats est due aux différences entre stations et non pas à la variabilité (saisonnier ou hydrologique) ou cours de l'année.

Une analyse de variance des données de piézomètres de plateau et des sources qui constituent un lot d'échantillons relativement homogènes (eaux de la nappe de Brie, PZ6 exclu) montre que l'effet station est hautement significatif pour chacun des ions majeurs (*p.value* toutes inférieures à 10^{-8}). De fait, la variance inter-station domine la variance intra-station pour presque tous les ions pour les stations correspondant à la nappe de Brie (Tableau 6.3), mis à part le chlorure. Il en est de même pour les piézomètres de berge, sauf pour le potassium. C'est donc a priori une analyse comparative entre les différents piézomètres et sources qui fournira les résultats les plus discriminants. La situation n'est pas aussi marquée pour les stations de rivière.

TABLEAU 6.3. Pourcentage de la variance due aux différences inter-sites

	Cl	SO ₄	NO ₃	alk	Ca	Mg	Na	K
Berges	78%	67%	69%	74%	63%	83%	67%	47%
Brie	38%	75%	58%	84%	65%	61%	67%	57%
Rus	25%	73%	75%	57%	65%	77%	35%	45%

8 Présence de gypse

Au sein de la nappe de Brie, le piézomètre PZ6 est très particulier, avec des teneurs en sulfate qui dépassent largement l'ensemble des autres données et qui sont accompagnées de fortes valeurs en calcium, ce qui laisse présager un phénomène de dissolution de gypse. La figure 6.7 montre la relation entre calcium et sulfate pour toutes les eaux de nappe de Brie. Les données de PZ6 montrent une forte corrélation entre les teneurs en Ca et en SO₄, avec une pente Ca : SO₄ en moles très proche de 1 (pente de 1,03) attendue pour le gypse. L'examen de l'évolution temporelle des teneurs au cours des années 2016 et 2017 montre une augmentation brutale en début d'année suivie d'une décroissance régulière (trop peu de données sont disponibles à partir de 2018). Une forte décroissance dans cette station (mais pas dans les autres) avait également été observée en 2015 avec 3 données seulement, les ions sulfate étaient passés de plus de 600 mg/L (6 mmol) en janvier 2015 à 135 mg/L (1,5 mmol) seulement en juin 2015. Des phénomènes de dissolution de gypse au centre du bassin de Paris sont fréquents et connus (sources très chargées en sulfates, exploitation de carrières, instabilité potentielle du sous-sol dû à la dissolution de gypse). Les exploitations principales de gypse se trouvent dans des couches éocène (Marteau, 1993) qui correspondent au Champigny et à la couche de marnes supragypseuses

qui le recouvre dans le bassin de l'Orgeval, et non pas au calcaire/meulière de Brie et la couche dite de marne verte sur laquelle il repose. On peut observer que les valeurs élevées à la station PZ6 s'observent en hiver après la remontée des nappes, qui sont très hautes dans ce secteur (moins de 1 mètre de la surface du sol en période hivernale) mais peuvent descendre d'au moins 2 mètres au cours du cycle annuel. Le fond de PZ6, situé à 10 mètres environ, est constitué de la couche de marne verte. Les autres piézomètres PZ1 et PZ4 ont été constitués de la même façon au travers des mêmes couches géologiques et montrent des fluctuations hydrologiques annuelles similaires. Force est donc de constater l'aspect très localisé de la présence de gypse au dessus de ou dans la couche de marne verte, lié probablement à une particularité géologique dont on ignore l'ampleur géographique à ce stade.

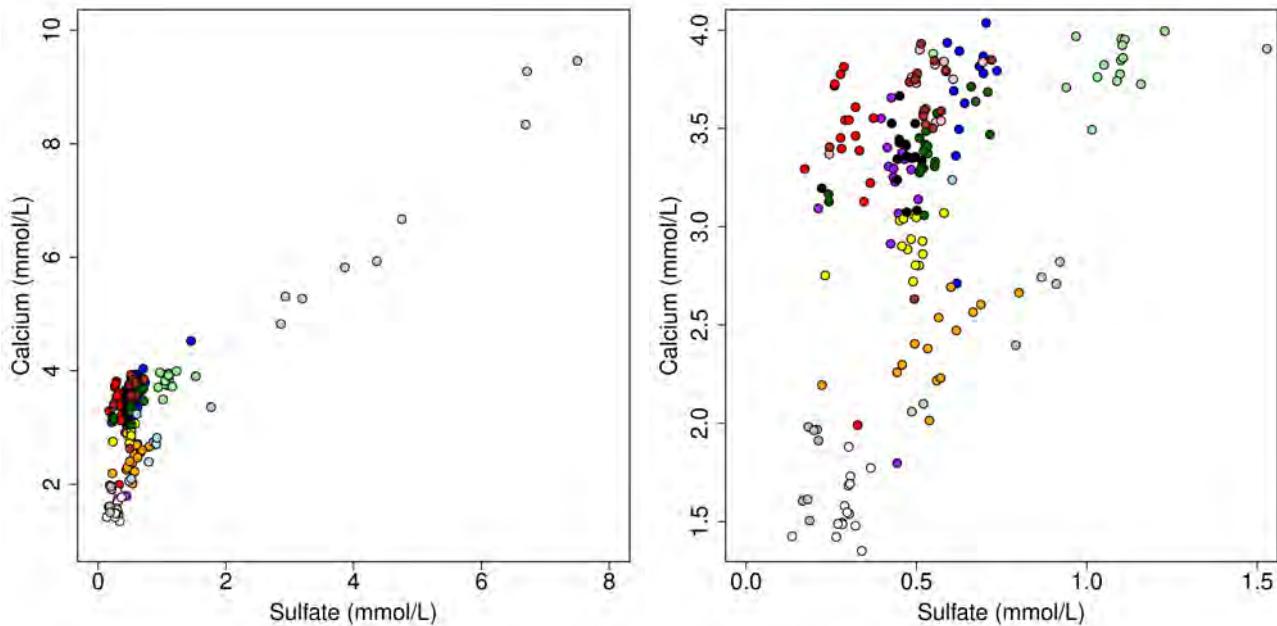


FIGURE 6.7. Relation entre les teneurs en calcium et en sulfate pour les piézomètres et les sources. La figure des droites est un zoom sur la plage des concentrations les plus faibles.

Trois autres sites montrent des teneurs élevées en sulfates. Dans la source Speuse, prélevée à l'entrée d'un lavoir, des teneurs de 1 à 1.5 mmol ont été mesurées, mais il n'apparaît pas de relation explicite de pente 1:1 entre Ca et SO₄ à l'échelle de la station (la pente est de 0.26 seulement, mais avec un r² de 0.1 seulement, cette pente a peu de signification). Cependant ces données s'intègrent bien avec celles de PZ6 dans une relation reliant Ca et SO₄ avec une pente proche de 1:1 pour toutes les stations de la nappe de Brie riches en SO₄ (figure 6.7 ; pente de 0.88, qui n'est pas significativement différente de 1 au seuil de probabilité 0,01).

Parmi les piézomètres de berge, PZ7 et PZ12 présentent aussi des teneurs en sulfates relativement élevées. Les points représentant les données du piézomètre PZ12 (figure 6.8) ne donnent pas l'image d'une pente molaire 1:1 entre Ca et SO₄, cependant le nuage de points PZ12 est peu étalé et sa pente peu significative. Son intégration dans l'ensemble des données montre que les données de PZ6, comme celles de Speuse et celles de PZ12 s'intègrent dans un ensemble de données qui peut s'expliquer par un phénomène de dissolution de gypse localisé dans des zones précises à l'échelle du bassin de l'Orgeval. La pente Ca:SO₄ globale intégrant PZ6, Speuse et PZ12 n'est que de 0,86, avec une p-value de 0,003 seulement qui tendrait à pouvoir exclure l'hypothèse d'une pente égale à 1. On notera cependant que comme le point origine des relations entre Ca et SO₄ pour chaque station (valeur de Ca pour zéro SO₄) est mal défini et pas nécessairement le même pour toutes les stations, le fait que la pente de soit pas exactement de 1 pour les 3 stations ensemble ne permet pas d'exclure une dissolution plus proche de 1:1 pour chacune des stations. Si une certaine similarité géographique

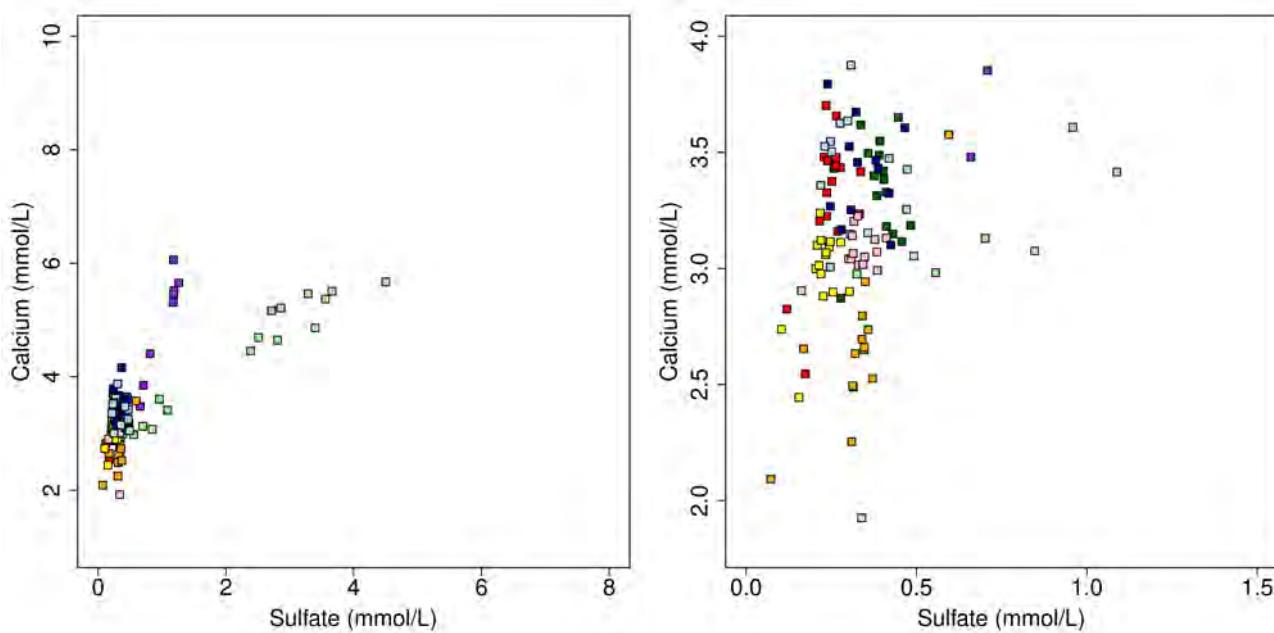


FIGURE 6.8. Relation entre calcium et sulfate pour les eaux des piézomètres de berge, la figure de droite zoome sur les points de plus faibles teneurs en calcium et en sulfate.

pouvait être identifiée entre PZ6 et Speuse (en rive gauche du ru des Avenelles, au sein de la couche aquifère de nappe de Brie), le cas PZ12 est très différent puisque ce site est en rive droite du rû des Avenelles, donc sans connexion hydrologique avec les précédents, et sous ou dans la couche peu perméable qui sépare les nappes de Brie et de Champigny. Les teneurs dans le rû au droit de PZ12 fluctuant de 0,3 à 0,8 mmol elles ne peuvent expliquer une alimentation de PZ12 en SO_4 par la rivière et donc par les couches géologiques supérieures, on a donc à faire à une source locale certainement différente des précédentes. On note aussi des teneurs en Mg beaucoup plus élevées également à PZ12, avec un rapport Mg:Ca qui est d'environ 0,25. On notera une tendance géographique avec des rapports Mg:Ca plus élevées dans le secteur aval (PZ12, PZ13 et également Speuse, représentés par des carrés vert clair et vert foncé et des ronds vert clair).

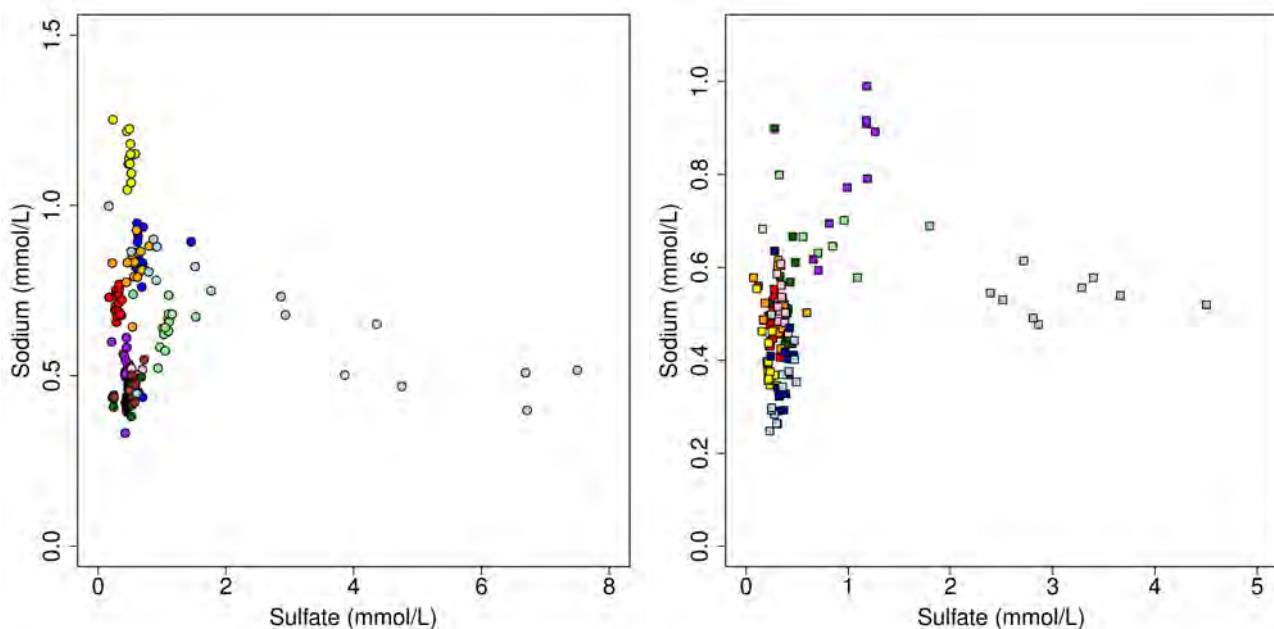
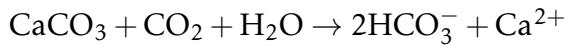


FIGURE 6.9. Relation entre sodium et sulfate pour les stations de la nappe de Brie (à gauche) et des berges (à droite).

Le site de berge PZ7 est très différent. La pente Ca:SO₄ est nettement supérieure à 1 cette fois (soit 3,35, avec une p-value de 0,003). On pourrait émettre l'hypothèse que le déficit apparent en sulfate par rapport à la stoechiométrie attendue pour la dissolution du gypse pourrait être dû à des conditions réductrices entraînant la réduction des sulfates. Cependant, les teneurs en nitrate dans ce piézomètre sont restées élevées (> 1 mmol en moyenne, comme dans les sources avoisinantes de la nappe de Brie) mais beaucoup plus fluctuantes, la valeur minimale mesurée est de 0,4 mmol. Il est donc peu probable que des conditions suffisamment réductrices puissent expliquer une perte de sulfates. La mise en relation des sulfates avec le sodium, le deuxième cation majeur, permet d'isoler clairement le comportement de PZ7 (voir figure 6.9). Alors que pour PZ6 ou PZ12, les teneurs en sulfate sont nettement négativement corrélées aux teneurs en sodium, elles sont nettement positivement corrélées pour PZ7. Il en est de même pour les relations entre sulfate et chlorure (figures non présentées). Pour PZ6 et PZ12, les fortes teneurs en sulfate correspondent à la mobilisation de masses d'eau peut-être plus profondes (pour PZ6), moins chargées en Na et Cl. Pour PZ7 au contraire, les mêmes échantillons sont chargés en tous les sels, et la séquence des données peut être interprétée comme le mélange d'une source fortement chargée et sels et d'une autre qui l'est moins. Une source possible de sels est l'exploitation agricole située à proximité du piézomètre, avec des stocks d'engrais qui peuvent ruisseler, mais aussi les sels destinés à l'élevage (30 g de sel par bovin et par jour), le bâtiment de stabulation est située à quelques dizaines de mètres du piézomètre, de même que le stock de fumure. Cette hypothèse doit être examinée plus avant, notamment à partir de quelques échantillons collectées dans la ferme et ses fossés. Si elle s'avérait fondée, ce piézomètre deviendrait de peu d'intérêt pour l'étude du fonctionnement biogéochimique du système riparien car beaucoup trop influencé par une source locale qui semble difficile à appréhender.

9 Transferts de CO₂

Le calcium est le principal cation dans tous les échantillons. Dans certains secteurs, il est compensé par de très fortes concentrations en sulfate, mais, hormis ces situations, c'est l'alcalinité qui compense le calcium avec une pente de la relation Ca:alk proche de 2. Ceci est cohérent avec un mécanisme de dissolution des carbonates à partir de l'acidité de la pluie en grande partie sous forme de CO₂, qu'on peut simplifier selon la stoechiométrie suivante, qui repose sur de fortes hypothèses simplificatrices (alcalinité identifiée aux bicarbonates, composition de la calcite simplifiée, pas de prise en compte d'autres facteurs d'acidité dans l'eau de pluie etc...).



La figure 6.10 présente la relation entre la concentration de calcium dans l'eau, une fois enlevée celle qui serait due à la dissolution de gypse (en faisant l'hypothèse que tous le sulfate présent provient de la dissolution de gypse) et l'alcalinité. Les teneurs en Mg ont été ajoutées aux teneurs en Ca car le rapport Mg/Ca varie d'un facteur 2 et certains sites montrent des teneurs en Mg particulièrement élevées. Les carbonates comme le gypse peuvent comprendre un certain degré de substitution de Ca par Mg. Une droite de pente 2 et passant par les points les moins concentrés a été ajoutée au graphe.

On se doit de rester circonspect sur les données qui sous forte influence de la correction par le sulfate (principalement PZ6, ronds bleu clair et PZ12, carrés vert clair) car la correction effectuée est forte. Compte tenu de cette précaution, la bonne adéquation de la relation entre Ca+Mg, hors gypse, et alcalinité avec une droite de pente 2 suggère effectivement que l'essentiel de l'alcalinité présente est due à la dissolution de roches carbonatées. On notera que d'autres sources d'acidité (des protons en quantité importante, très hypothétique !) n'aboutiraient pas à une stoechiométrie 2:1 entre alcalinité et calcium.

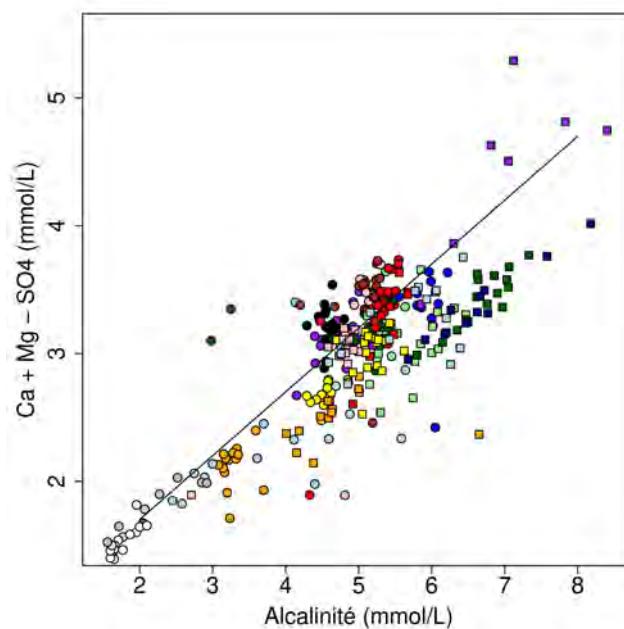


FIGURE 6.10. Relation entre les teneurs en calcium et magnésium, corrigées du sulfate pour tenir compte de la dissolution du gypse, et alcalinité. La droite figurée est de pente 2.

Un autre processus susceptible de produire des bicarbonates et du calcium dans le même rapport est la dissolution silicates calciques (CaSiO_3). Ce mécanisme est un élément important du bilan de CO_2 à l'échelle de la planète puisque l'érosion chimique de ces roches est un puits de CO_2 par formation de calcite et libération de silice (SiO_2) (Dupré et al., 2003). Pour chaque mole de CaSiO_3 , deux moles de CO_2 sont consommées. D'autres roches siliceuses sont consommatrices de CO_2 , mais libèrent peu de calcium (Ludwig et al., 1999). Nous n'avons pas collecté de données de silice dissoute au cours de nos campagne et la silice ne fait pas partie des paramètres suivis dans la cadre de l'observatoire Oracle. Ce point devrait probablement être corrigé dans le futur par une couverture spatiale des teneurs en silice dans la bassin dans un premier temps. Mais ce manque de données n'est probablement pas un problème majeur. En effet, la silice est épisodiquement suivie dans les réseaux de mesure nationaux de la qualité des eaux. Pour l'année 2016, les données relevées dans les quatre stations suivies dans le bassin du grand Morin (3 sur le Grand Morin et 1 sur son affluent l'Aubetin) donnent des valeurs de SiO_2 relativement constantes de $0,21 \pm 0,02 \text{ mmol.L}^{-1}$. Ces concentrations sont plus d'un ordre de grandeur en dessous de l'alcalinité. On constate donc que la dissolution de roches siliceuses est très limitée, malgré la présence de meulière dans l'aquifère de Brie. On négligera donc ce processus dans l'attente de données plus précises concernant la silice sur le bassin de l'Orgeval.

Considérant comme acquis que l'alcalinité des eaux provient bien de la dissolution de roches carbonatées, on peut explorer les réactions entre pH et alcalinité à partir de la réaction de dissolution de la calcite. En effet, à partir d'une eau « initiale », typiquement venant du sol, contenant du CO_2 dissous, qui s'infiltra puis constitue la nappe d'un encaissant contenant de la calcite, on peut très facilement évaluer l'évolution conjointe des teneurs en CO_2 et en HCO_3^- en fonction de l'avancement de la réaction de dissolution, puis évaluer l'alcalinité et le pH. Les deux courbes noires de la figure 6.11 ont été calculées de cette façon à partir d'eaux contenant 4 mmol.L^{-1} (courbe haute) ou $2,25 \text{ mmol.L}^{-1}$ (courbe basse) de CO_2 dissous. Les calculs ont été faits pour une température de 10°C , à partir des paramètres fournis par Harned and Scholes (1941) et Harned and Davis (1943). La courbe en pointillés figure la saturation théorique de la calcite sous l'hypothèse que la dissolution de calcite est la seule réaction qui produise à la fois HCO_3^- et Ca^{2+} , et donc que les concentrations des deux ions sont égales. La constante de saturation à 10°C est tirée de Jacobson and Langmuir (1974). On notera la concentration initiale en HCO_3^- de l'eau qui s'infiltra à partir du sol ne doit

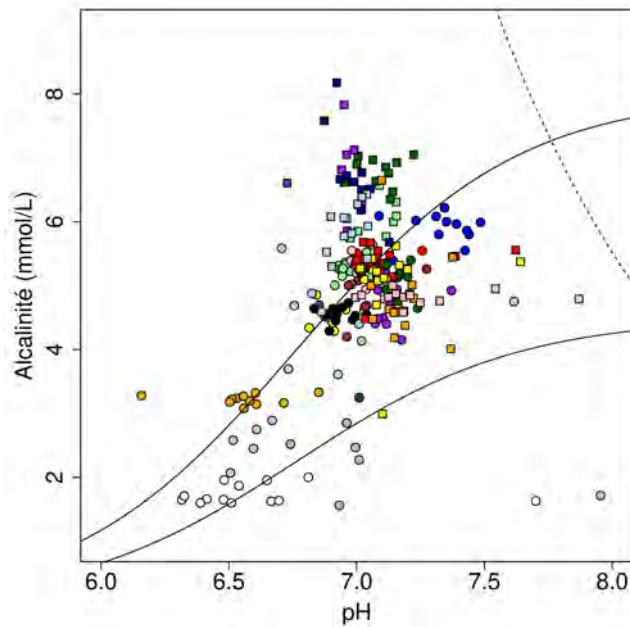


FIGURE 6.11. Relation entre alcalinité et pH dans tous les échantillons collectés. Les courbes en trait plein correspondent à l'effet de la dissolution de la calcite. La courbe en pointillé marque la saturation en calcite.

pas être nécessairement nulle. Elle doit être inférieure à 1 mmol environ car elle ne peut que croître avec le transit dans les riches calcaires, que n'importe quel couple de concentrations (CO_2 ; HCO_3^-) dans l'eau sortant du sol de la forme (4-U; 2U), ou (2,25-U; 2U) avec U dans l'intervalle [0;0,5] permettraient de tracer les deux mêmes courbes. On notera que les teneurs en CO_2 correspondantes, que U soit nul ou non dans l'eau infiltrée, sont grandement supérieures à celle de l'eau de pluie à l'équilibre avec l'atmosphère (environ 0,01 mmol), ce qui démontre que l'acidité nécessaire à l'apparition de l'alcalinité dans la nappe de Brie provient du sol et des processus de dégradation de matière organique qui s'y produisent. La dissolution des roches carbonatées est bien due au CO_2 atmosphérique mais au travers de la photosynthèse puis de la dégradation microbienne pour parvenir aux nappes en quantités suffisantes. A l'intérieur de la nappe de Brie, malgré la dissolution de la calcite qui consomme le CO_2 , les eaux restent fortement sursaturées en CO_2 . Le rôle de la production végétale sur la production de CO_2 dans les sols et son impact sur l'érosion chimique et le stockage du CO_2 est un phénomène bien connu et ayant des conséquences majeures. Berner (1997) par exemple indique que l'apparition de la végétation sur la terre (il y a environ 400 millions d'années) a probablement été la cause d'une diminution majeure de la teneur en CO_2 dans l'atmosphère via le transfert du CO_2 dans le sol puis vers les roches et sa fixation par érosion chimique des roches siliceuses. Ce mécanisme est également jugé important pour les roches calcaires. Liu and Zhao (2000) discutent l'importance de la fixation de CO_2 par la végétation sur l'érosion chimique dans les nombreuses régions karstiques chinoises et au final sur la fixation du CO_2 atmosphérique dans cette très grande région.

Un point qui reste non élucidé est la raison qui explique que les eaux des drains et de la source du secteur Mélarchez (points gris et blancs sur la figure) se situent sur une courbe inférieure au reste de la nappe de Brie, donc avec une eau qui contient moins de CO_2 . Une raison, à production photosynthétique probablement assez équivalente pourrait être que les modalités de l'écoulement (saisonnalité, réponse aux événements pluviaux) sont différentes ce qui induirait une dilution différente du CO_2 généré par l'activité biologique du sol. Ce point mérite une analyse plus approfondie.

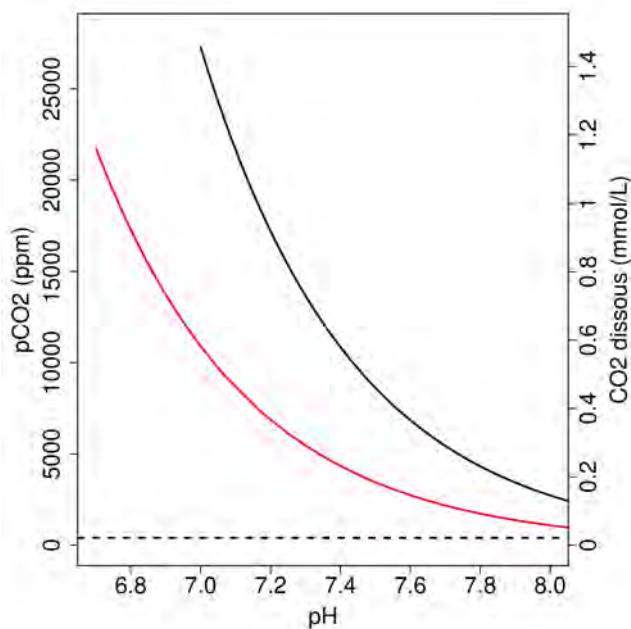
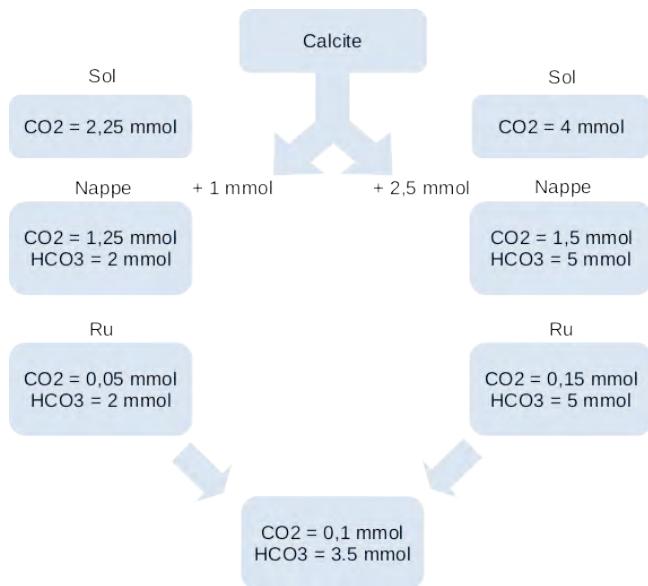


FIGURE 6.12. Relation entre exsolution de CO₂ et pH à partir de l'eau typique de la nappe de Brie (en noir) et des eaux drainées (en rouge).

Finalement, il est intéressant de boucler la boucle et d'étudier le retour à l'atmosphère des eaux de la nappe à leur sortie par des sources, voire des drains pour les nappes les plus superficielles ou l'eau des sols. La figure 6.12 montre deux grands domaines : (i) les nappes avec une alcalinité d'environ 5 mmol.L⁻¹ et un pH de l'ordre de 7 et (ii) des drains/sources avec une alcalinité plus faible, de l'ordre de 2 mmol.L⁻¹ et un pH qui serait de l'ordre de 6.7. Comme celles de la dissolution de la calcite, les conséquences de l'exolution du CO₂ sur l'alcalinité et le pH peuvent facilement être estimées (elles sont nulles sur l'alcalinité). La figure 10 montre l'effet de l'exolution du CO₂ sur le pH en partant des deux domaines (nappe et drain/source) comme concentrations initiales. Dans les rus l'alcalinité est de l'ordre 3,5 mmol.L⁻¹, ce qui démontre un apport sensiblement égal d'eaux issues de drains et de sources superficielles et d'eau de nappe, mais un apport presque exclusif d'eau de drain et de nappe superficielle au niveau de Mélarchez (alcalinité proche de 2) comme attendu. Cette figure montre qu'un pH de 8, régulièrement observé dans les eaux du rû des Avenelles peut facilement être atteint par exolution d'une grande partie du CO₂, sans que soit atteinte la concentration moyenne actuelle dans l'atmosphère de 400 ppm. La figure montre aussi que la quantité de CO₂ émise par les eaux des drains et de la nappe à leur arrivée dans la rivière est considérablement plus élevée que la quantité de CO₂ transporté par la rivière. Ce CO₂ provient de la photosynthèse à la surface du bassin versant, il a été en partie consommé par la dissolution des roches carbonatées.

Les estimations précédentes permettent de proposer un schéma de circulation pour le CO₂ au travers du bassin versant des Avenelles. Le schéma suivant (figure 6.13) a été établi en supposant que le flux de drainage est sensiblement égal aux flux d'infiltration dans le bassin des Avenelles, ce qui est cohérent avec l'alcalinité de ru comparée à celles des drains et de la nappe. Il est exprimé en mmol par litre et devra donc être multiplié par une lame d'eau pour obtenir des flux de CO₂ par unité de surface. On peut néanmoins déjà déduire de cette figure que le flux de CO₂ mobilisé correspond à une concentration moyenne de 3,125 mmol, celle de calcite à une concentration moyenne de 1,75 mmol. En sortie du bassin, 3,5 mmol sont évaluées sous forme de HCO₃⁻. En admettant que toute la calcite mobilisée sort du système sous forme de HCO₃⁻, il y aurait donc 1,75 mmol.L⁻¹ de CO₂ fixé au cours du processus d'érosion chimique dans le bassin des Avenelles et évalué sous forme de HCO₃⁻. Pour une lame d'eau de 200 mm par an, ce flux représenterait 0,042 T/ha/an de carbone, ce qui reste une très faible partie de minéralisation du carbone dans un sol cultivé de cette région.

FIGURE 6.13. Bilan de CO₂ dans le bassin des Avenelles.

10 Autres ions d'intérêt dans la nappe de Brie

Le chlorure est généralement considéré comme un traceur conservatif. Dans l'ensemble, les résultats obtenus montrent une relative homogénéité des concentrations médianes dans les 5 types de sites (voir boîtes à moustache en annexe), mais des différences notables peuvent être mises en évidence cependant. Les sources drainent la nappe de Brie, dans laquelle les piézomètres de plateau prélèvent également. Les médianes obtenues sont équivalentes mais la variabilité des données obtenues au sein de l'ensemble des piézomètres de plateau, représentée par les quantiles 25 % et 75 % des boîtes à moustache est plus élevée que celle des sources avec quelques points qui apparaissent comme des valeurs extrêmes basses. L'examen des données par station montre que la variabilité intra-station est généralement faible, avec des écarts-type de 2% à une peu plus de 10%, sauf dans un cas, celui du piézomètre PZ6 qui montre des valeurs plus basses en moyenne et beaucoup plus variables. Cette caractéristique du piezo PZ6 (fortes différences en moyenne avec les autres piézomètres et forte variabilité) est observée également pour d'autres ions (SO₄ et Ca très enrichis et NO₃ appauvri principalement). Il est donc probable que des masses d'eau très enrichies en Ca et en SO₄ et appauvries en Cl se mélangent avec des eaux plus typiques de la nappe de Brie dans le secteur de l'Orgeval avec des taux de mélange qui évolue au cours de l'année.

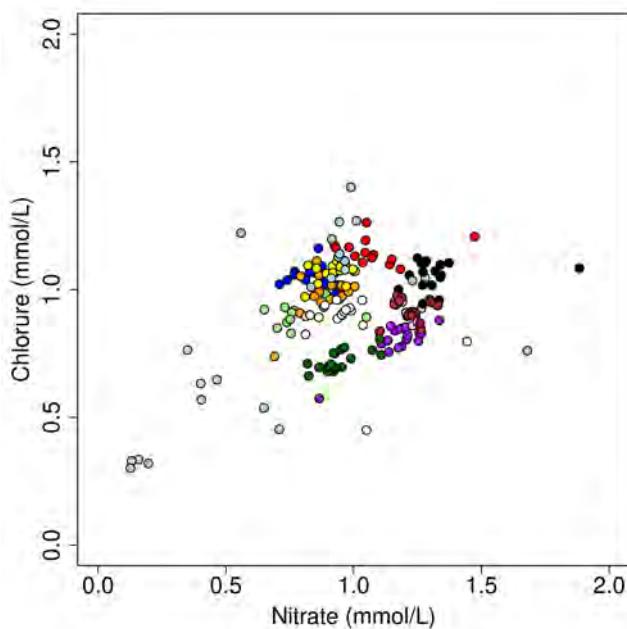


FIGURE 6.14. Relation entre nitrate et chlorure dans les eaux de la nappe de Brie.

Au sein de la nappe de Brie, des relations très fortes ont été obtenues entre chlorure et nitrate (figure 6.14). Ces relations très nettes ne sont pas uniformes dans tout le bassin avec un rapport $\text{NO}_3:\text{Cl}$ plus élevé dans la secteur de St Germain sous Doue à Croupet en rive droite (chapelet de sources et piézomètre PZ4) que dans le reste du bassin. Les nitrates étant réputés d'origine majoritairement agricole, on peut tester l'hypothèse que les chlorures soient aussi d'origine agricole. Les enquêtes agricoles qui sont régulièrement menées sur le bassin de l'Orgeval permettent d'estimer les quantités d'azote apportées par les engrains (Céline Schott, communication personnelle). Le rapport molaire K:N est d'environ 0,12 (chiffre qui pourrait être raffiné par une meilleure prise en compte des surfaces affectées aux différentes cultures). En supposant que la grande majorité du K est apporté sous forme de KCl, ce qui est vérifié à l'échelle nationale. Dans la nappe de Brie ce rapport augmente pour atteindre 0,8 à 1,2. En considérant les chlorures comme conservatifs, l'évolution des rapports Cl:N permet d'estimer un pourcentage d'azote transféré vers la nappe. Celui-ci serait de 10 à 15 %, ce qui est un ordre de grandeur raisonnable. Ces estimations, et l'utilisation du rapport Cl: NO_3 dans la nappe pour estimer les flux de nitrate vers la nappe sous hypothèse de conservativité des chlorures devront être raffinée en tenant compte notamment de l'apport de chlorure par la pluie, dont les concentrations sont cependant plus nettement plus faibles, et d'un inventaire plus précis des apports potassium.

Sous ces hypothèses, dans un secteur où les apports de N et Cl sont essentiellement agricoles, les concentrations de Cl pourraient être utilisées pour estimer les apports attendus de NO_3 aux berges et mettre en évidence, en particulier dans la zone riparienne, l'intensité des processus d'élimination de l'azote.

La concentration en chlorure dans la pluie est régulièrement mesurée sur la parcelle de Boissy-le-Chatel dans le cadre de l'observatoire Oracle (Tallec et al. 2015). Une concentration moyenne en flux a été calculée pour les années 2011-2015 après avoir éliminé des valeurs supérieures à 30 mg/L jugées suspectes ($n=9$ sur près de 200 données). Ces valeurs semblaient ne pas appartenir à la distribution après un ajustement log-normal. La valeur moyenne obtenue est de 75 $\mu\text{mol/L}$. Nous prendrons pour hypothèse que les deux tiers de l'eau de pluie s'évaporent, ce qui amène à estimer que la teneur en chlorure des eaux d'infiltration ou des eaux drainées due à la pluie serait de 225 $\mu\text{mol/L}$. La concentration moyenne dans la pluie à Boissy-le-Chatel est un peu élevée par rapport aux valeurs de référence disponibles dans la base EMEP/EBAS (<http://ebas.nilu.no/>) sur des sites réputés éloignés des sources locales, où les concentrations en moyenne annuelle sont dans la plage de 5 à 50 $\mu\text{mol/L}$. Cette parcelle aujourd'hui entourée de pavillons et d'une petite zone artisanale peut recevoir des apports locaux qui seraient non représentatifs de l'ensemble du bassin versant des Avenelles. Les apports par la pluie sont donc confirmés. Pour mémoire, les concentrations moyennes dans la pluie en NO_3 et en NH_4 sont respectivement dans les plages 15-30 $\mu\text{mol/L}$ et 10-40 $\mu\text{mol/L}$ dans la base EBAS/EMEP, alors qu'elles sont de 58 et 43 $\mu\text{mol/L}$ à Boissy en 2011-2015, donc des valeurs également un peu élevées par rapport aux plages de valeurs EMEP, mais l'environnement agricole de la parcelle peut le justifier également. Les apports atmosphériques doivent être ajoutés aux apports liés aux engrains, mais ils ne suffisent pas pour déterminer les apports totaux sur les parcelles (fumure, fixation symbiotique). Des estimations plus raffinées seront nécessaires, les nombreux travaux et projets menés jusqu'ici sur le bassin de l'Orgeval permettront de les établir.

Dans les secteurs amont (source Mélarchez et drain), les rapports $\text{Cl}:\text{NO}_3$ sont beaucoup plus variables pour un site de mesure donné. Pour ces sites directement sous influence des sols, il est probable que les fluctuations saisonnières des apports puissent expliquer une variation plus forte du rapport dans les drains et la source de Mélarchez, alors qu'il est plus fortement lissé dans la nappe.

11 Variabilité des teneurs dans les piézomètres de berge

Les échantillons collectés dans les piézomètres de berge se distinguent des autres sites à la fois par des valeurs différentes en moyenne (pour les nitrates principalement qui y sont plus faibles que dans tous les autres types de sites, l'alcalinité y est plus élevée également) et par une variabilité élevée pour toutes les variables analysées. On rappelle que la variabilité est au moins aussi forte en inter-station et qu'en intra-station.

La présence de traces de dissolution de gypse dans certains piézomètres de berge a été discutée dans les paragraphes précédents. Elle est liée à la géologie des sites, qui peut comprendre des colluvions de composition complexe, et aux circulations locales. Les piézomètres concernés sont les piézomètres 12 et 7. Dans le cas du PZ12, les phénomènes de dissolution impliquent également un enrichissement spécifique en Mg (rapport Mg/Ca de 0,2 unique dans le bassin). Dans le cas du PZ7, les apports locaux d'une exploitation agricole affectent probablement le profil des ions rencontrés localement.

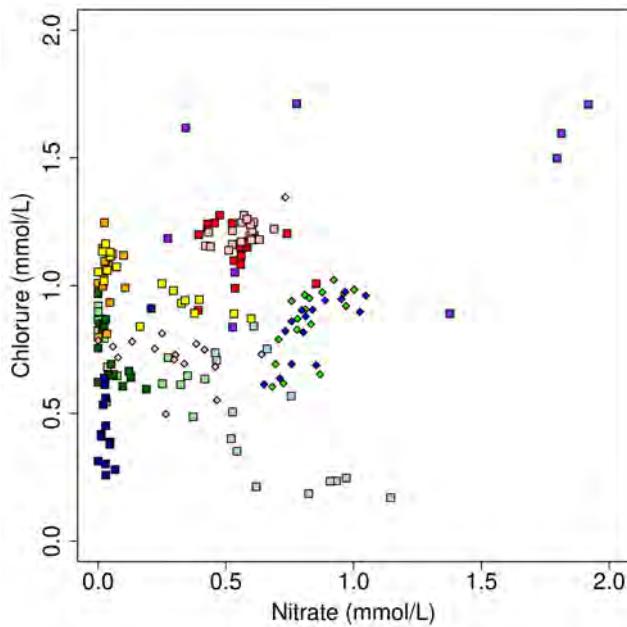
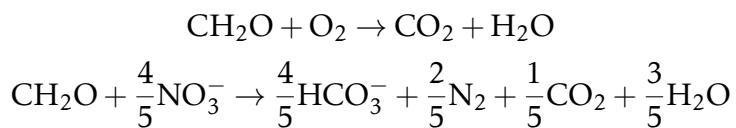


FIGURE 6.15. Concentrations en nitrate et en chlorure dans les piézomètres de berge (carrés). Les mesures obtenues en rivière (losanges) ont été ajoutées, en vert pour le secteur AVAV, en bleu pour le secteur Derrier et en rose pour le ru Bergeresse.

Il est notable que dans les alcalinités sont nettement plus élevées dans les piézomètres de berge que dans presque tous les autres échantillons. Des alcalinités supérieures ou égales à 6 mmol.L⁻¹ en valeur moyenne sont mesurées dans tous les piézomètres de la partie aval (le long du ru des Avenelles) alors que les piézomètres situés sur le site Bergeresse (PZ 2, 3, 31 et 34) montrent des valeurs inférieures. De même, aucun des piézomètres ou des sources de la nappe de Brie ne montre de valeur moyenne de l'alcalinité supérieure à 6. Pourtant les pH mesurés dans ces piézomètres de sont pas plus élevés que ceux de la nappe de Brie (voir figure 6.11), et la quantité de calcium dissous ne permet pas de mettre en évidence une dissolution plus forte de calcite qui puisse expliquer cet excédent d'alcalinité (cf figure 6.10). Pour expliquer une alcalinité plus élevée avec des pH similaires, on pourrait invoquer des apports de CO₂ initiaux plus élevés liés à une respiration plus forte dans le sol, ou un transfert plus intense du CO₂ du sol, les piézomètres de la zone riparienne à l'aval seraient donc situées sur une autre courbe supérieure à celles qui sont tracées sur la figure 6.11. Dans un secteur de forte activité biologique comme la zone riparienne, un tel apport ne saurait être exclu, mais cette hypothèse ne permet pas d'expliquer le rapport Ca:alk plus faible qu'attendu. Une autre hypothèse à envisager est l'existence d'une autre source d'alcalinité que la dissolution de la calcite. Nous envisageons que la dénitrification pourrait être cette source, comme en témoignent les deux équations de bilan suivantes comparant l'oxydation d'une matière organique très simplifiée par l'oxygène et le nitrate.



Bien qu'elles soient très simplifiées, ces réactions montrent que le bilan de la dénitrification nécessite la production d'anions pour compenser la disparition des charges des nitrates, ce qui explique la production de HCO₃⁻. On notera que les piézomètres avec la plus forte alcalinité sont aussi ceux pour lesquels les teneurs en nitrate sont les plus faibles, mis à part de PZ7, très particulier car situé à proximité d'une ferme. Ces hypothèses devront être validées ou invalidées dans le futur.

Reste la question des chlorures pour les piézomètres de berge. La variabilité est également beaucoup plus forte pour ces sites de berge que pour les autres, avec des teneurs d'environ 0,3 mmol dans les deux piézomètres PZ8 et PZ-bas qui sont situés de part et d'autre du ru. A l'opposé, c'est dans les piézomètres du secteur Bergeresse que les valeurs moyennes les plus élevées sont observées. La figure 6.15 montre la complexité de la relation entre chlorure et nitrate pour les piézomètres de berge.

Avec des teneurs en chlorure, réputé conservatif, inférieures à toutes les autres concentrations mesurées dans le bassin, il est clair que les eaux contenues dans les deux piézomètres 8 et « bas », ne peuvent pas résulter uniquement d'un mélange entre d'autres eaux connues par ailleurs dans le bassin versant. En particulier aucun mélange entre eaux des rus et eau de nappe ne peut aboutir à de telles concentrations. L'eau de pluie, à concentrer d'un facteur 3 pour tenir compte de l'évaporation, aurait une concentration de 0,2 mmol.L⁻¹ environ, soit 0,1 mmol seulement de moins que l'eau mesurée dans ces piézomètres. Ceci suggère une contribution importante de l'eau de pluie aux eaux contenues dans ces piézomètres. La géologie pourrait en partie expliquer ce phénomène puisque les deux piézomètres 8 et « bas » sont situés dans le secteur où le ru des Avenelles traverse les couches imperméables séparant les aquifères de la Brie et du Champigny. Il y a donc un effet cuvette local avec très peu d'autres apports que les eaux de pluie au niveau de ces deux piézomètres, ni beaucoup d'eau de ruissellement, ni de forts apports par la rivière. Reste à expliquer pourquoi les applications locales de fertilisants n'ont pas conduit à des teneurs plus fortes en chlorure alors que les teneurs en nitrate sont élevées (au moins dans un des deux piézomètres, alors que la nitrification a pu les faire baisser dans l'autre). Par ailleurs l'effet cuvette rendrait inapplicable le bilan de nitrate basé sur le chlorure comme traceur puisque ces piézomètres ne seraient en fait pas alimentés par la nappe de Brie mais des apports locaux.

Les valeurs de chlorure sont assez élevées dans les piézomètres de berge de la série Bergeresse (entre 1 et 1,2 mmol.L⁻¹), mais les valeurs mesurées dans les piézomètres avoisinants sont élevées aussi (0,8 et 1,2 mmol.L⁻¹) et nous n'avons pas de référence pour les eaux de drainage dans ce secteur.

Dans le secteur le plus aval du bassin, les deux piézomètres ont des teneurs en chlorure intermédiaires ($\sim 0,65 \text{ mmol.L}^{-1}$) plus faibles que celles du ru ($\sim 0,8 \text{ mmol.L}^{-1}$) et des nappes. La situation est moins extrême que dans le cas des piézomètres PZ8 et PZbas, mais il est envisageable que l'eau de pluie qui alimente directement la bande enherbée dans laquelle sont situés ces piézomètres contribue significativement au bilan d'eau, alors que les apports de fertilisants locaux sont nuls sur la bande enherbée. Ceci suggère que l'intensité de la circulation et des apports par la nappe ou la rivière est assez limitée.

12 Conclusions et perspectives

L'analyse du jeu de données collecté au sein du bassin des Avenelles, avec un focus particulier sur les eau de nappe et la zone riparienne a permis de mettre en évidence plusieurs phénomènes d'intérêt :

- l'existence de secteurs où les eaux sont particulièrement riches en sulfate et en calcium, qui témoigne de la dissolution de gypse. Alors que le gypse n'est pas attendu dans le niveau géologique de la nappe de Brie, ces teneurs pourraient révéler des accidents dans la structuration des couches et des circulations particulières. D'autres traceurs comme les isotopes du Sr pourraient être très informatifs sur ces circulations,
- un premier bilan de CO₂ a pu être établi à partir du bilan de dissolution de la calcite, il devra être validé par d'autres données, données de CO₂ dissous et utilisation du δ¹³C. Une comparaison du flux de CO₂ exporté par le système hydrologique pourrait être confronter aux autres flux de CO₂ estimés dans les sols. La mesure de la silice dissoute permettra de raffiner ce bilan en évaluant un éventuellement fixation de CO₂ par l'érosion chimique de roches siliceuses,

- des relations entre Cl et NO₃ potentiellement très utiles pour l'analyse des bilans de N au sein de la zone riparienne ont été établies. On note que le rapport Cl:NO₃ n'est pas constant dans la nappe de Brie dans le bassin de l'Orgeval, mais est marqué par une sectorisation assez nette avec un rapport plus faible dans le secteur des sources (Saint Germain et Croupet). Ces relations pourront être utilisées pour établir des flux de dénitrification en les croisant avec un modèle hydrogéologique.

En ce qui concerne le fonctionnement de la zone riparienne, les données acquises ont permis de mettre en lumière la forte variabilité des concentrations entre les différents sites de mesure, alors qu'elles sont plus homogènes pour un site donné. Ceci milite pour un travail qui serait fondé sur un plus grand nombre de site d'échantillonnages (à implanter en fonction des données géophysiques acquises), qui permettrait de mettre en évidence les facteurs liés à la circulation de l'eau sur les caractéristiques chimiques (perméabilité locale, profondeur des piézomètres). Ces travaux devront être focalisés sur le secteur Bergeresse et sur le secteur aval Avenelles, voir plus à l'aval encore.

La relation entre chlorure et nitrate peut-être mise à profit pour identifier les apports à la zone riparienne, mais les apports de ces deux composés doivent encore être mieux caractérisés dans certains secteurs ainsi que la production d'alcalinité qui pourrait être un intéressant indicateur de la dénitrification, et relier par là même les cycles du carbone et de l'azote. L'utilisation de ce rapport reste cependant contraint par sa bonne caractérisation dans les nappes qui alimentent chacune des zones ripariennes. Le $\delta^{13}\text{C}$ du HCO₃⁻ pourrait aussi être utile pour mettre en évidence un apport direct d'alcalinité par la dénitrification avec un $\delta^{13}\text{C}$ bas en cas de forte dénitrification, ([Atekwana and Krishnamurthy, 1998](#); [Nascimento et al., 1997](#)) alors que la production de CO₂ par une dégradation oxique de la M.O. combinée à une production d'alcalinité par interaction entre le CO₂ et la calcite devrait aboutir à une alcalinité avec un $\delta^{13}\text{C}$ moins négatif.

13 Annexes

13.1 Distribution des concentrations dans chaque type d'échantillons

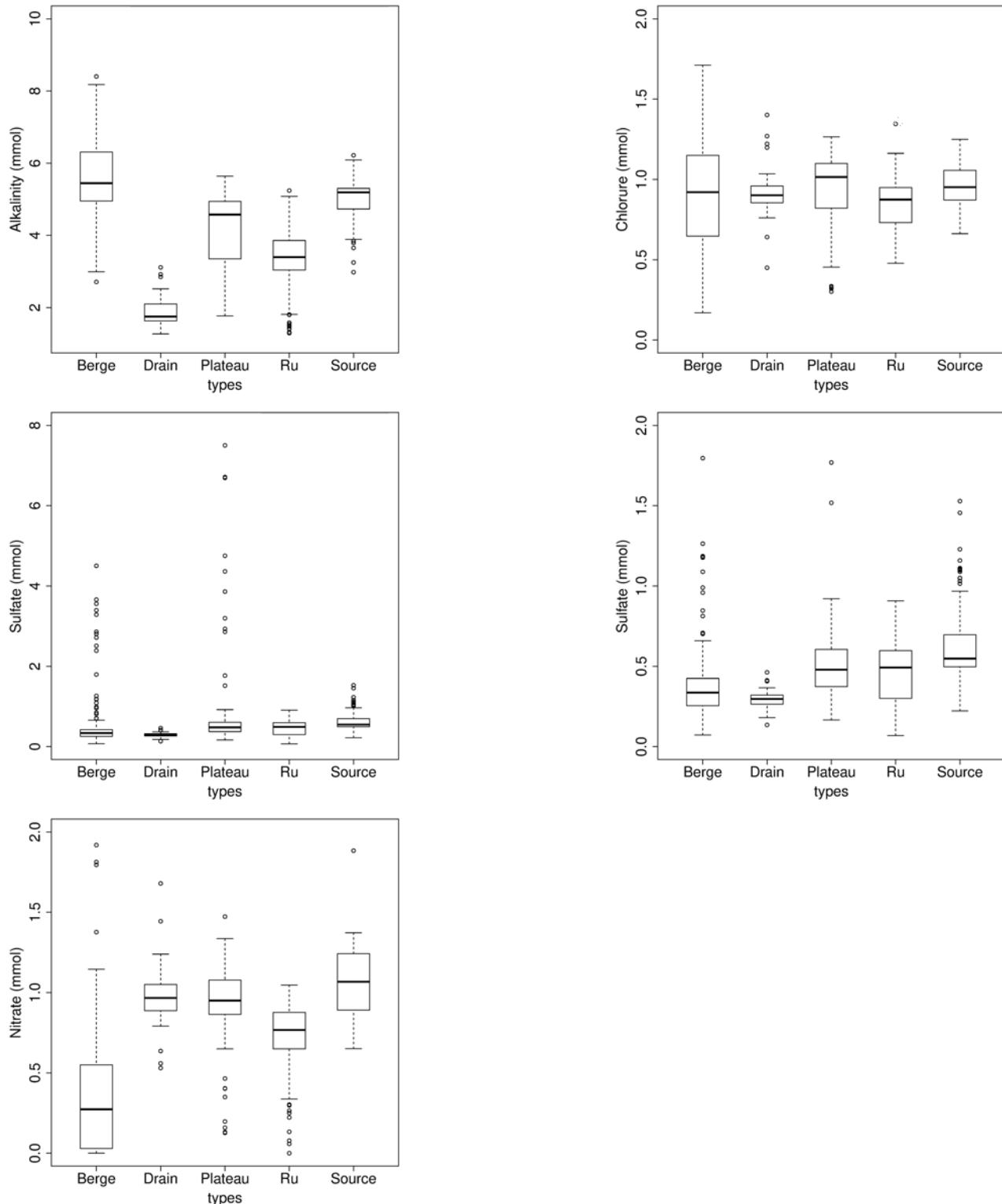


FIGURE 6.16. Distribution en boîte à moustache des concentrations des anions majeurs mesurées dans chaque type d'échantillon

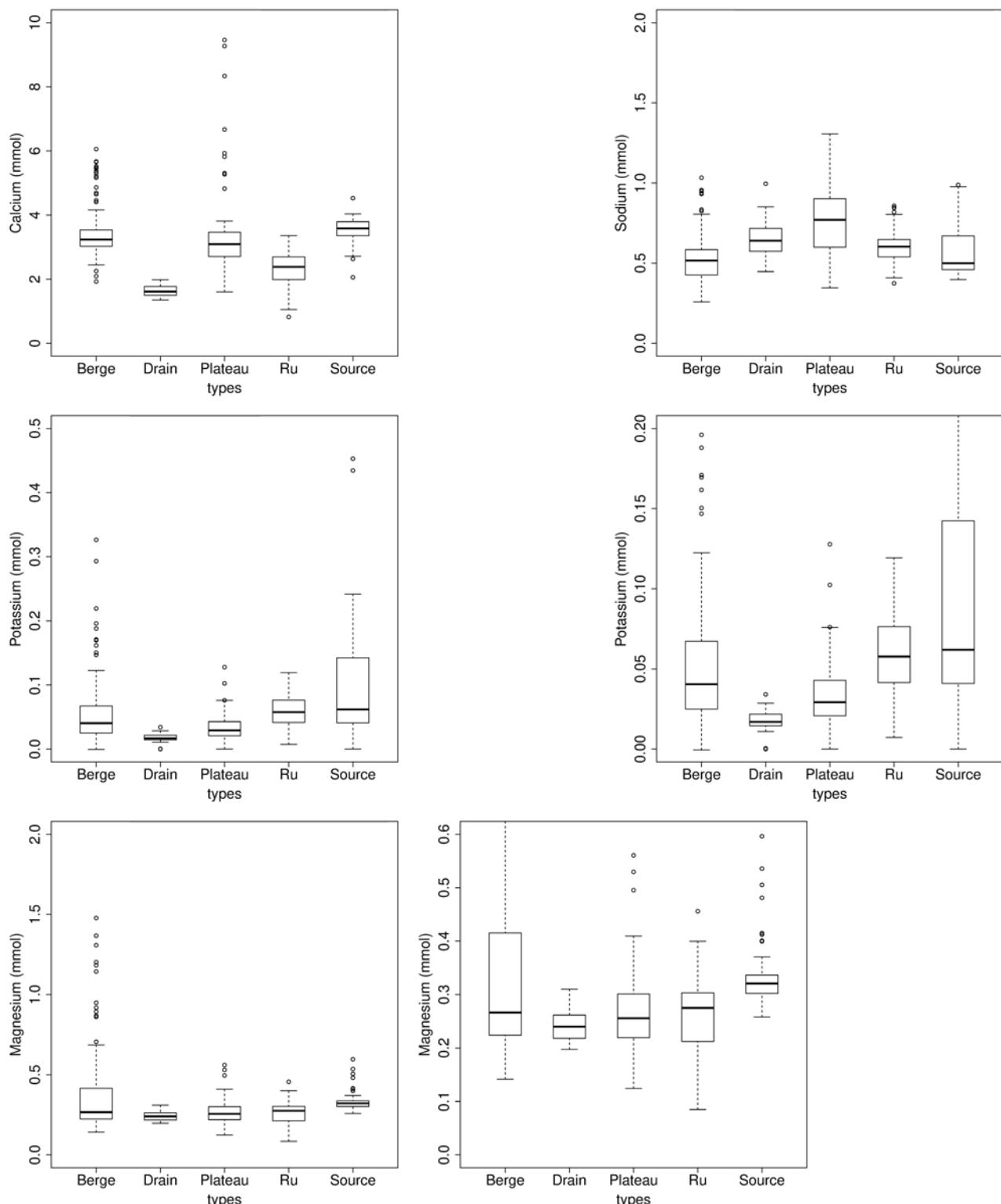


FIGURE 6.17. Distribution en boîte à moustache des concentrations des cations majeurs mesurées dans chaque type d'échantillon

13.2 Tableau des valeurs moyennes mesurées sur chaque site

TABLEAU 6.4. Concentrations moyennes (mmol) des anions en chaque point de mesure

	SO4	NO3	Cl	alk
Eg St Germain	0.52±0.1 (n=15)	1.23±0.06 (n=14)	0.92±0.04 (n=15)	5.07±0.29 (n=15)
Malemboust	1.13±0.11 (n=8)	0.13±0.03 (n=8)	0.71±0.07 (n=8)	6.46±0.2 (n=8)
Montberneux	0.72±0.22 (n=14)	0.84±0.07 (n=13)	1.05±0.05 (n=14)	5.90±0.22 (n=14)
Source Croupet	0.55±0.14 (n=9)	1.12±0.52 (n=9)	0.96±0.64 (n=9)	4.78±0.95 (n=9)
Source Theil	0.55±0.13 (n=5)	1.02±0.03 (n=4)	1.18±0.05 (n=5)	3.82±0.11 (n=5)
Speuse	1.07±0.19 (n=17)	0.83±0.11 (n=16)	0.96±0.09 (n=17)	5.22±0.32 (n=17)
St Come	0.46±0.07 (n=17)	1.33±0.15 (n=16)	1.06±0.05 (n=17)	4.57±0.11 (n=17)
St Germain	0.53±0.09 (n=17)	1.22±0.06 (n=16)	0.92±0.04 (n=17)	5.18±0.17 (n=16)
Drains				
Melarchez Drain 1	0.19±0.01 (n=6)	1.06±0.37 (n=6)	1.15±0.22 (n=6)	2.33±0.52 (n=7)
Melarchez Drain 2	0.30±0.02 (n=3)	0.65±0.13 (n=3)	0.80±0.14 (n=3)	2.54±0.55 (n=3)
Melarchez Drain 3	0.42±0.03 (n=4)	1.18±0.07 (n=4)	0.88±0.07 (n=4)	1.58±0.29 (n=4)
Melarchez Source	0.29±0.05 (n=16)	0.98±0.15 (n=15)	0.87±0.12 (n=16)	1.75±0.17 (n=16)
Piezos de plateau				
PZ 1	0.30±0.05 (n=17)	1.06±0.14 (n=16)	1.14±0.06 (n=17)	5.32±0.27 (n=17)
PZ 4	0.43±0.06 (n=17)	1.18±0.10 (n=16)	0.80±0.07 (n=17)	4.54±0.69 (n=17)
PZ 6	2.83±2.36 (n=18)	0.59±0.33 (n=17)	0.76±0.34 (n=18)	3.73±1.18 (n=18)
PZ Haut	0.56±0.13 (n=15)	0.87±0.08 (n=14)	0.99±0.09 (n=15)	3.28±0.17 (n=15)
PZ mi Pente	0.48±0.07 (n=15)	0.91±0.06 (n=14)	1.07±0.04 (n=15)	4.56±0.16 (n=15)
Piezos de berge				
PZ 12	2.23±1.28 (n=17)	0.14±0.16 (n=16)	0.73±0.14 (n=17)	5.85±0.45 (n=17)
PZ 13	0.39±0.06 (n=17)	0.06±0.06 (n=14)	0.73±0.11 (n=17)	6.72±0.39 (n=16)
PZ 2	0.25±0.05 (n=17)	0.54±0.12 (n=16)	1.15±0.10 (n=17)	5.31±0.29 (n=17)
PZ 3	0.32±0.11 (n=15)	0.04±0.03 (n=14)	1.04±0.12 (n=15)	4.76±0.62 (n=16)
PZ 31	0.22±0.04 (n=17)	0.19±0.18 (n=16)	1.00±0.10 (n=17)	5.05±0.57 (n=17)
PZ 34	0.33±0.05 (n=17)	0.56±0.07 (n=16)	1.20±0.04 (n=17)	4.70±0.52 (n=17)
PZ 8	0.35±0.07 (n=14)	0.04±0.05 (n=13)	0.46±0.18 (n=14)	6.59±0.64 (n=14)
PZ Bas	0.33±0.10 (n=14)	0.72±0.22 (n=13)	0.44±0.24 (n=14)	5.69±0.63 (n=14)
Rus				
ru Avav	0.61±0.15 (n=17)	0.82±0.10 (n=16)	0.86±0.14 (n=17)	3.83±0.45 (n=17)
ru Bergeresse	0.15±0.06 (n=16)	0.33±0.20 (n=15)	0.75±0.18 (n=16)	3.40±0.85 (n=16)
ru Bertin	0.51±0.08 (n=9)	0.83±0.10 (n=9)	0.85±0.13 (n=9)	3.41±0.70 (n=9)
ru Croupet	0.55±0.11 (n=17)	0.86±0.08 (n=16)	0.83±0.11 (n=17)	3.59±0.57 (n=17)
ru Derrier	0.50±0.10 (n=15)	0.83±0.12 (n=14)	0.84±0.12 (n=15)	3.70±0.39 (n=14)
ru Melarchez	0.29±0.10 (n=17)	0.68±0.11 (n=16)	0.83±0.16 (n=17)	1.95±0.59 (n=17)

TABLEAU 6.5. Concentrations moyennes (mmol) des cations en chaque point de mesure

	Ca	Mg	K	Na
Sources				
Eg St Germain	3.62±0.31 (n=15)	0.31±0.02 (n=15)	0.06±0.02 (n=14)	0.48±0.04 (n=14)
Malemboust	3.92±0.19 (n=7)	0.56±0.05 (n=8)	0.14±0.05 (n=7)	0.56±0.04 (n=8)
Montberneux	3.73±0.42 (n=13)	0.31±0.03 (n=14)	0.19±0.1 (n=12)	0.87±0.14 (n=13)
Source Croupet	3.43±0.16 (n=8)	0.32±0.03 (n=9)	0.11±0.14 (n=8)	0.67±0.62 (n=9)
Source Theil	2.90±0.09 (n=5)	0.28±0.02 (n=5)	0.09±0.03 (n=4)	0.83±0.04 (n=4)
Speuse	3.83±0.13 (n=16)	0.40±0.08 (n=17)	0.14±0.04 (n=15)	0.67±0.06 (n=16)
St Come	3.36±0.16 (n=16)	0.32±0.02 (n=17)	0.02±0.01 (n=15)	0.46±0.03 (n=16)
St Germain	3.58±0.45 (n=15)	0.31±0.02 (n=17)	0.05±0.02 (n=15)	0.49±0.03 (n=16)
Drains				
Melarchez Drain 1	1.84±0.20 (n=7)	0.22±0.01 (n=7)	0.02±0.01 (n=6)	0.73±0.10 (n=6)
Melarchez Drain 2	1.69±0.14 (n=3)	0.27±0.00 (n=3)	0.02±0.00 (n=2)	0.47±0.03 (n=2)
Melarchez Drain 3	1.59±0.09 (n=4)	0.28±0.02 (n=4)	0.02±0.01 (n=4)	0.76±0.04 (n=4)
Melarchez Source	1.57±0.15 (n=15)	0.23±0.02 (n=16)	0.02±0.01 (n=14)	0.62±0.12 (n=15)
Piezos de plateau				
PZ 1	3.41±0.43 (n=16)	0.24±0.05 (n=17)	0.04±0.02 (n=15)	0.74±0.03 (n=16)
PZ 4	3.20±0.41 (n=16)	0.26±0.03 (n=17)	0.03±0.01 (n=15)	0.54±0.07 (n=16)
PZ 6	4.82±2.51 (n=17)	0.32±0.13 (n=18)	0.04±0.03 (n=16)	0.72±0.19 (n=17)
PZ Haut	2.39±0.20 (n=14)	0.28±0.03 (n=15)	0.02±0.01 (n=13)	0.86±0.07 (n=14)
PZ mi Pente	2.92±0.12 (n=14)	0.24±0.04 (n=15)	0.03±0.02 (n=13)	1.19±0.06 (n=13)
Piezos de berge				
PZ 12	4.39±1.02 (n=16)	0.94±0.29 (n=17)	0.05±0.01 (n=15)	0.62±0.09 (n=16)
PZ 13	3.35±0.21 (n=16)	0.46±0.03 (n=17)	0.08±0.03 (n=14)	0.56±0.13 (n=16)
PZ 2	3.31±0.29 (n=16)	0.25±0.02 (n=17)	0.02±0.01 (n=15)	0.50±0.05 (n=16)
PZ 3	2.66±0.34 (n=14)	0.22±0.02 (n=15)	0.05±0.03 (n=13)	0.55±0.06 (n=14)
PZ 31	2.98±0.19 (n=16)	0.25±0.02 (n=17)	0.03±0.02 (n=15)	0.41±0.06 (n=16)
PZ 34	3.01±0.30 (n=16)	0.31±0.02 (n=17)	0.03±0.01 (n=15)	0.56±0.06 (n=16)
PZ 8	3.48±0.29 (n=13)	0.22±0.03 (n=14)	0.08±0.08 (n=12)	0.40±0.10 (n=13)
PZ Bas	3.42±0.25 (n=13)	0.19±0.03 (n=14)	0.04±0.08 (n=12)	0.36±0.08 (n=13)
Rus				
ru Avav	2.75±0.36 (n=16)	0.33±0.04 (n=17)	0.08±0.02 (n=15)	0.58±0.08 (n=16)
ru Bergeresse	1.99±0.49 (n=15)	0.17±0.02 (n=16)	0.03±0.02 (n=14)	0.58±0.08 (n=15)
ru Bertin	2.53±0.33 (n=8)	0.27±0.02 (n=9)	0.06±0.02 (n=8)	0.54±0.07 (n=9)
ru Croupet	2.49±0.27 (n=16)	0.29±0.02 (n=17)	0.07±0.02 (n=15)	0.57±0.07 (n=16)
ru Derrier	2.68±0.34 (n=14)	0.28±0.03 (n=15)	0.08±0.02 (n=13)	0.57±0.07 (n=14)
ru Melarchez	1.43±0.34 (n=16)	0.20±0.05 (n=17)	0.04±0.02 (n=15)	0.68±0.14 (n=16)

Amélioration de la quantification des échanges nappe-rivière grâce aux "time-lapse" sismique

Marine Dangeard^{1,*}, Ludovic Bodet^{1,**}, Agnès Rivière², S. Schneider^{1,***}, R. Guérin¹, D. Jougnot¹ and A. Maineult¹

¹ Sorbonne Université, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75252 Paris 05, France.

² MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

* marine.dangeard@hotmail.fr, actuellement affiliée à SNCF Réseau, France

** ludovic.bonet@sorbonne-universite.fr

*** actuellement affiliée SUEZ RR IWS REMEDIATION France.

Résumé

L'estimation de l'évolution des échanges nappe-rivière est souvent abordée à l'aide de modèles numériques. Pourtant, la définition des conditions aux limites est généralement fondée sur des hypothèses peu contraintes et limitées à l'emplacement des piézomètres. Nous suggérons ici d'étendre le domaine de modélisation et de construire des contraintes plus fortes, tant dans l'espace que dans le temps, en utilisant une approche multi-méthode. Sur un point clé de l'observatoire de la zone critique du bassin de l'Orgeval (France), nous montrons comment une interprétation approfondie d'images géophysiques à haute résolution, combinée à des données géotechniques, permet de décrire l'hétérogénéité spatiale de l'aquifère. Il fournit une distribution détaillée des hydrofaciès, des informations précieuses sur les propriétés hydrodynamiques associées et permet d'étendre la fenêtre spatiale de modélisation. Nous montrons comment la dynamique temporelle locale de la zone saturée peut être capturée par des acquisitions sismiques à haute résolution. Les variations dans le temps des données sismiques recueillies sont distinguées du bruit ou des erreurs de mesure et interprétées, en ce qui concerne les observations hydrologiques, comme des changements temporels du continuum zones saturée-zone non-saturée. Chaque « instantané » sismique est ensuite inversé pour extrapoler le toit de la nappe à l'extérieur des limites définies par les piézomètres dans le domaine de modélisation étendu. Cette information géophysique est ensuite injectée comme conditions initiales et limites d'un modèle hydrogéologique. Finalement, nous calibrons et fournissons des plages plausibles de paramètres hydrauliques pour reproduire le toit de la nappe et estimer les échanges rivière-aquifère.

Points clés

- Approche multi-méthodes pour définir et cartographier les hydro-faciès d'un domaine de modélisation étendu et pour contraindre les conditions initiales et limites ;
- Caractérisation de la dynamique spatiale de la nappe phréatique par acquisition sismique à haute résolution à 4 périodes hydrologiques différentes ;
- Calibrage des paramètres hydrodynamiques du domaine étendu et estimation des échanges nappe-rivière.

Pour citer cet article : M. Dangeard et al., Amélioration de la quantification des échanges nappe-rivière grâce aux "time-lapse" sismique, dans Fonctionnements hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau, A. Rivière et al. (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

Sommaire

Contents

1	Introduction	172
2	Site d'étude : un point clé de l'observatoire de l'Orgeval	174
3	Approche multi-méthodes pour caractériser en détails l'hétérogénéité de l'aquifère	176
4	Approche multi-méthodes pour caractériser en détails l'hétérogénéité de l'aquifère	176
5	Interpretations des données sismiques « time-lapse » afin de décrire la dynamique temporelle de la zone saturée	180
6	Modèle d'échange nappe rivière constraint par la sismique « time-lapse »	181

1 Introduction

Les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines ont fait l'objet de beaucoup d'attention au cours des trois dernières décennies en raison de leur rôle important dans le transfert des solutés et de chaleur des cours d'eau aux aquifères et vice versa, ce qui a eu des répercussions sur les processus biogéochimiques, les services écosystémiques et les ressources en eau potable (Harvey and Gooseff, 2015; Kalbus et al., 2006; Krause et al., 2011). Par conséquent, la quantification des échanges eaux de surface et les eaux souterraines est primordiale pour soutenir les décisions de gestion des ressources et maintenir une bonne qualité des hydrosystèmes, dans un contexte de pressions anthropiques combinées au changement climatique (Brunke and Gonser, 1997; Flipo et al., 2014; Krause et al., 2014; Sophocleous, 2002; Woessner, 2000).

Les échanges complexes d'eau sont contrôlés par plusieurs facteurs, notamment la forme du chenal, le niveau d'eau de la rivière, la pente des berges, les propriétés hydrauliques du lit du cours d'eau, la forme de la nappe phréatique, les propriétés hydrauliques des aquifères et les propriétés géométriques des aquifères. La dynamique des flux d'eau entre les cours d'eau et les aquifères est mieux comprise, y compris la réaction des échanges entre le sud-ouest et l'ouest aux variations du débit (Dudley-Southern and Binley, 2015; Saleh et al., 2011), l'impact des hétérogénéités du lit des cours d'eau (Irvine et al., 2012) ainsi que l'effet du colmatage (Brunner et al., 2011).

Les modèles numériques sont des outils puissants et polyvalents pour l'étude des interactions eaux de surface-eaux souterraines, mais la définition des conditions aux limites est encore basée sur des hypothèses peu contraintes. Près de la rivière, l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer, c'est-à-dire sous des débits horizontaux dominants sur des débits verticaux, n'est pas valide. Morel-Seytoux (2009) présente une approche prometteuse pour estimer la distance de la rivière où l'approximation Dupuit-Forchheimer devrait être considérée comme légitime. Cependant, en l'absence d'un niveau piézométrique enregistré à cet endroit, les niveaux enregistrés sur les berges sont couramment utilisés comme condition de Dirichlet au bord du modèle, comme par exemple dans Mouhri et al. (2013a). La variabilité spatiale des propriétés des aquifères (géométrie de l'aquifère et hydrofaciès) et les conséquences associées sur les processus d'écoulement et de transport ont été largement reconnues et étudiées (Cardenas et al., 2004; Irvine et al., 2012; Freeze and Witherspoon, 1967; Kalbus et al., 2009; de Marsily et al., 2005). Cependant, l'impact de ces hétérogénéités sur la forme de la nappe est soit interpolé lorsque plusieurs piézomètres sont disponibles, soit estimé par modélisation sans validation sur le terrain.

Avec leurs récents développements pour un large éventail d'applications, l'imagerie géophysique et l'hydrogéophysique à échelles multiples (Binley et al., 2015; Parsekian et al., 2015) constituent la boîte à outils parfaite pour aborder ces questions. Des techniques géophysiques sensibles aux flux d'eau, comme les méthodes de potentiel spontané par exemple, ont été naturellement déployées dans différents contextes pour étudier les échanges eaux de surface-eaux souterraines (ex. Linde et al. (2011); Valois et al. (2018)). La combinaison de plusieurs approches (surveillance de la température, tomographie par résistivité électrique (ERT), radar-sol (GPR), techniques de forage, etc.) est également essentielle pour comprendre la dynamique complexe des interactions eaux de surface-eaux souterraines (Kalbus et al., 2006; Dangeard, 2019). Parmi ces exemples, l'importance de la surveillance géophysique (p. ex. mesures en continu) et/ou de la répétition des acquisitions dans le temps (p. ex. mesures à intervalles réguliers) (Watlet et al., 2018) est cruciale pour passer de l'imagerie structurale et statique des propriétés à l'imagerie par processus. Des méthodes sismiques ont été mises au point pour suivre les changements temporels des propriétés proches de la surface de la Terre, par exemple liés aux effets météorologiques (Bergamo et al., 2016; Bergamo and Socco, 2016; Ikeda et al., 2017), aux variations du niveau des eaux (Lu and Likos, 2004; Pasquet et al., 2015b,

2016) et au dégel du permafrost (Ajo-Franklin et al., 2017). En fait, les techniques sismiques ont récemment intégrées la boîte à outils de l'hydrogéophysique pour étudier non seulement l'architecture de la zone critique mais aussi son contenu en eau (Pasquet et al., 2015b,c,a, 2016). Les dispositifs d'acquisition consistent habituellement en une collection de géophones implantés le long de profils ou de réseaux linéaires, à la surface du sol excités par une source mécanique portable. En fonction des dimensions des installations, de la densité des réseaux et de l'énergie des sources, les champs d'ondes enregistrés peuvent être analysés pour imager les contrastes dans les propriétés mécaniques de la proche surface (jusqu'à 1-100 m de profondeur d'investigation (DOI) et avec des résolutions de 0,1-10 m) en utilisant les équipements standards disponibles pour les applications environnementales.

La méthode d'interprétation la plus populaire est la tomographie de réfraction qui consiste à mesurer les temps de premières arrivées du champ d'onde qui sont ensuite inversés pour des modèles de vitesse des ondes de pression (P) ou de cisaillement (S) (VP ou VS, selon le type de sources et de capteurs). Comme alternative à la tomographie par réfraction en ondes S, le champ d'onde enregistré peut également être traité pour extraire des données de dispersion des ondes de surface qui sont ensuite inversées pour des modèles VS (par ex. Pasquet and Bodet (2017)). Par définition, VP et VS présentent des comportements partiellement découplés en présence de fluides. VP/VS ou le coefficient de Poisson (ν) sont habituellement estimés pour illustrer leur présence dans les matériaux. Ces paramètres se sont récemment révélés efficaces dans la description des variations spatiales et temporelles de la teneur en eau dans la zone critique, le long du continuum entre les zones saturées et partiellement saturées (ex. Pasquet and Bodet (2017)). Comme le suggèrent Bergamo et al. (2016); Bergamo and Socco (2016); Dangeard et al. (2018) ont mis au point une mise en œuvre de cette approche en "time-lapse", associée à une chaîne de traitement pour estimer avec précision les premières arrivées des ondes P et les erreurs de dispersion des ondes de surface. Avec cette technique, Dangeard et al. (2018) ont montré qu'il est possible de considérer correctement les informations hydrogéologiques portées par les données sismiques, au moins d'une manière qualitative.

Nous suggérons ici de développer une approche totalement intégrée pouvant déboucher sur des études plus quantitatives des échanges nappe-rivière sur un « hotspot » du bassin de l'Orgeval (France). Nous avons ciblé une section de 55 m de long traversant la rivière et équipée d'une station de surveillance haute-fréquence (Mouhri et al., 2013a). Nous avons effectué des profils ERT haute résolution, des tests au pénétromètre dynamique et des sondages à la tarière pour définir et cartographier les hétérogénéités des hydrofaciès à utiliser dans un modèle hydrodynamique. Des acquisitions sismiques répétées à intervalles de temps de 2 mois sur 6 mois ont été effectuées pour observer qualitativement les changements spatiaux et temporels de teneur en eau de la proche surface. A l'aide d'une forte information a priori sur la structure du milieu, ces données sismiques « time-lapse » ont été inversées pour délimiter la forme de la nappe le long de la section transversale, en dehors des limites habituellement imposées par les piézomètres. Ces résultats ont permis de proposer conditions initiales et aux limites du modèle hydrodynamique en extrapolant les données ponctuelles des piézomètres (et de contraindre les modèles au cours du temps). Une recherche systématique pour optimiser les paramètres hydrodynamiques de chaque hydrofaciès a été effectuée pour reproduire les séries chronologiques de forme de nappe et de niveaux piézométriques. A partir de cette analyse, les simulations proposent l'estimation des échanges nappe-rivière et incertitudes associées.

2 Site d'étude : un point clé de l'observatoire de l'Orgeval

Le site étudié est situé sur le bassin versant de l'Orgeval, d'une superficie de 104 km², à 70 km à l'est de Paris en Seine-et-Marne (France). Cette étude porte sur le ru des Avenelles qui draine un sous-bassin versant de 46 km² (figure 7.1a). Il est représentatif du bassin versant de la Seine, caractérisé par une large couverture agricole (80 % du territoire, Loumagne and Tallec (2013)). Le comportement hydrogéologique est influencé par un système aquifère multicouche composé de 2 unités géologiques principales : l'Oligocène (calcaire de Brie) et l'Eocène (calcaire de Champigny), séparés par un aquitard argileux (argile verte et marnes) (Mouhri et al. (2013a), figure 7.1b). La surface du bassin est recouverte de dépôts argileux quaternaires (limons et sable). Mouhri et al. (2013a) ont défini la géométrie du sous-sol à l'échelle du bassin grâce à plusieurs études géotechniques, géologiques et géophysiques. Ils ont mis en évidence 5 points d'intérêt spécifiques le long de la rivière, où ils ont déployé une surveillance haute-fréquence des paramètres hydrogéologiques (température, niveaux piézométriques). La station visée ici est AvAv qui est située à la sortie du bassin, là où le ruisseau des Avenelles coule sur le calcaire de Champigny (figure 7.1a). Les figures 7.1c. et 7.1d. montrent,

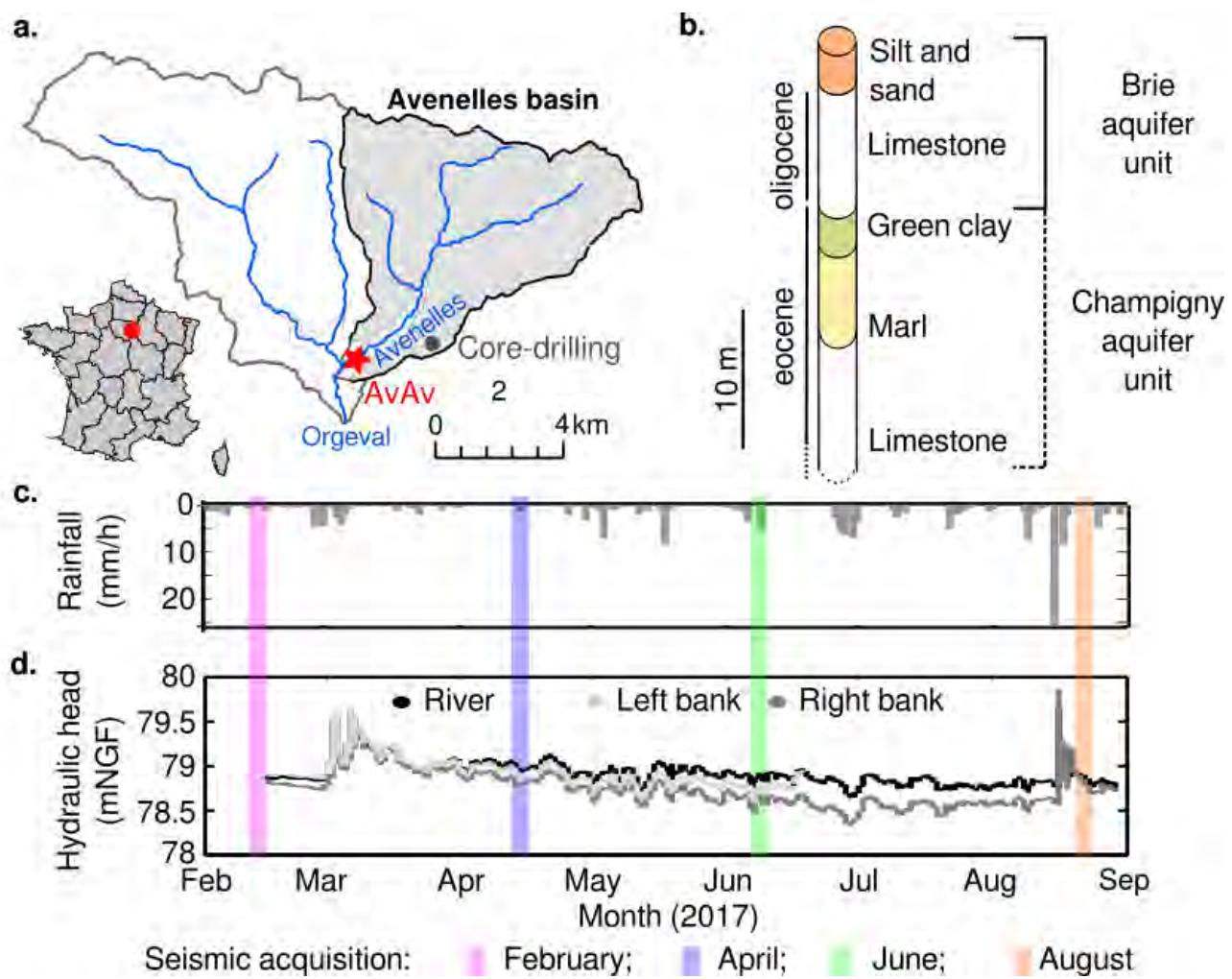


FIGURE 7.1. (a) Localisation du bassin versant des Avenelles et du hotspot étudié (étoile rouge). (b) Interprétation du carottage situé au point noir sur la carte. (c) Précipitations mesurées à la station météorologique de Boissy-le-Châtel entre le 14 février 2017 et le 28 août 2017 (dates de la première et de la dernière acquisition sismique) (d) PL mesurées pendant la même période à la sortie des Avenelles dans les piézomètres de rive (noir), droit (gris foncé) et gauche (gris clair). Les rectangles colorés indiquent les dates des acquisitions sismiques (rose : février, bleu : avril, vert : juin et orange : août 2017).

respectivement, les variations de précipitations et de niveaux piézométriques enregistrées à cette

station. L'été 2017 a été particulièrement pluvieux avec plusieurs tempêtes. La piézométrie des deux rives était semblable pendant les inondations. Les plus fortes précipitations ont été enregistrées en août 2017 et ont atteint 25,6 mm/h. Cet épisode de fortes pluies entraîne une augmentation presque simultanée des niveaux de la rivière et de la nappe dans les piezomètres. Plus généralement, pendant la période étudiée, le système aquifère est très réactif aux précipitations : les niveaux piézométriques et les pluies suivent la même tendance (figure 7.1d.). Pourtant, les deux rives présentent une réactivité différente, celle de gauche étant plus rapide. Ces différences sont liées à l'hétérogénéité de l'aquifère. La figure 7.2a. présente la coupe géologique interprétée, avec les profils ERT réalisés par Mouhri

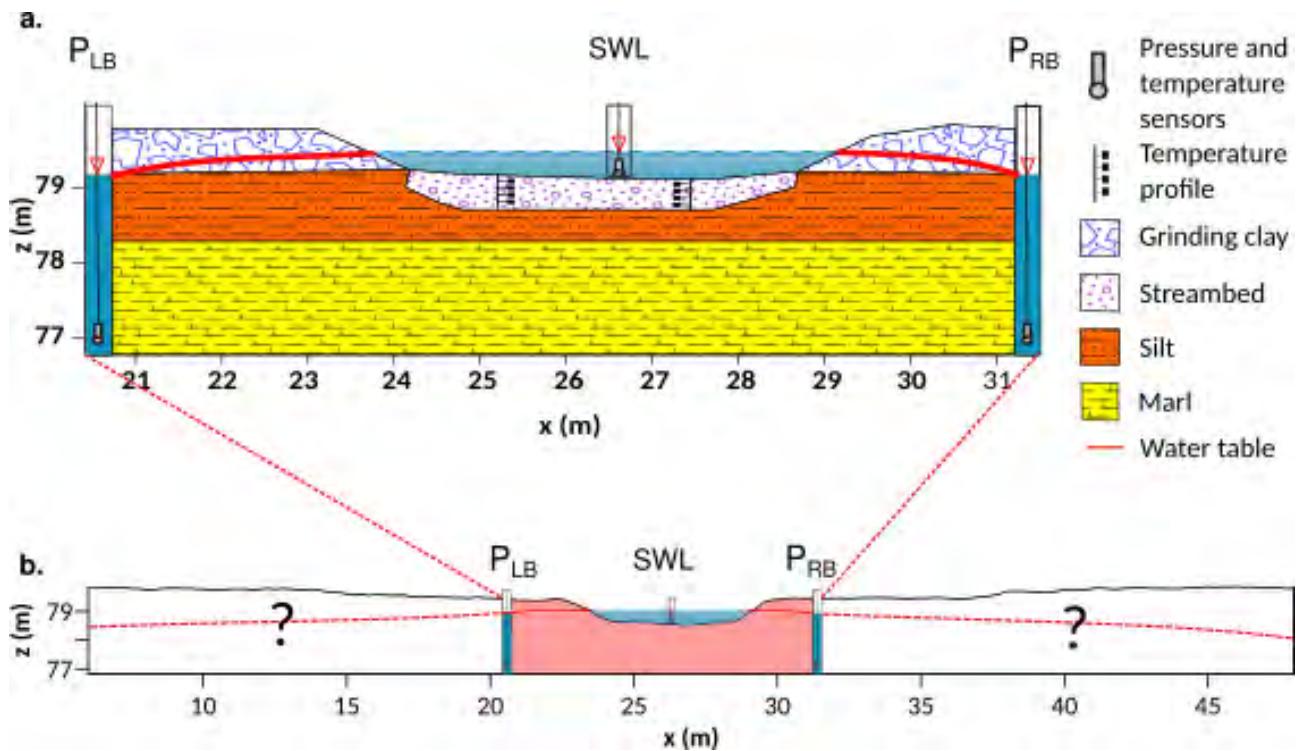


FIGURE 7.2. (a) La station MOLONARI AvAv enregistre la RWL, la PL de la rive gauche (LB) et de la rive droite (RB) ainsi que la température du lit du cours d'eau et (b) section élargie

et al. (2013a) à l'échelle du bassin, comme une pile de couches horizontales et homogènes, limitées par les piézomètres. Berrhouma (2018) a optimisé les paramètres hydrodynamiques en utilisant la chaleur comme traceur. Les séries temporelles piezométriques mesurées dans chaque piézomètre sont appliquées comme conditions aux limites latérales du modèle et niveau enregistré est imposé dans la rivière. Le bas de la section transversale n'a pas de condition limite. Selon Berrhouma (2018) simulations, la rivière perd de l'eau dans l'aquifère pendant la majeure partie de l'année.

Les fonctions « objectif » utilisées sont les profils de température verticaux enregistrés dans le lit du cours d'eau. Par conséquent, ce modèle permet de caractériser avec précision les processus physiques à l'intérieur du lit du cours d'eau, mais pas dans les berges. Les différentes réactivités entre les rives gauche et droite sont simulées artificiellement par l'imposition des niveaux enregistrés dans les piézomètres. Cependant, Mouchel et al. (2016) ont montré que les concentrations de sulfate et de magnésium diffèrent entre les rives droite et gauche (la concentration de sulfate est plus élevée sur la rive droite), ce qui semble lié aux hétérogénéités. Afin de simuler correctement le comportement des deux rives, par exemple à l'échelle locale, ces hétérogénéités doivent être caractérisées et liées aux propriétés hydrauliques. Ils ne sont pas caractérisés par le modèle de structure simplifié de la Figure 7.2a.

3 Approche multi-méthodes pour caractériser en détails l'hétérogénéité de l'aquifère

Afin de décrire la distribution des différentes hydrofaciès du site étudié, nous avons suggéré un profil ERT à haute résolution, car la résistivité électrique est l'un des paramètres les plus discriminants dans un tel environnement argilo-limoneux. Un profil ERT, perpendiculaire au cours d'eau, a ainsi été déployé pour la première fois en février 2017, accompagné d'essais géotechniques pour interpréter les plages de résistivité observées en unités lithologiques. Un résistivimètre multicanaux avec 72 électrodes (rive gauche) et 96 électrodes (rive droite) a été utilisé (avec des dispositifs de type Wenner-Schlumberger). Les électrodes étaient espacées de 0,25 m pour obtenir la résolution la plus élevée possible en ce qui concerne les hétérogénéités anticipées ([Mouhri et al., 2013a](#)). La figure 7.3 présente une image des résistivités interprétées (figure 7.3a.) (après 4 itérations, Loke et Barker (1996)), marquée par une asymétrie entre les deux berges. 13 essais au pénétromètre dynamique (lignes rouges verticales sur la figure 7.3a.) et 4 sondages à la tarière, d'une profondeur d'environ 1 m (cases de couleur sur la figure 7.3a.) ont permis de délimiter les lithofaciès suivants : (1) terres agricoles d'environ 50 cm d'épaisseur identifiées sur la rive droite ($90 \Omega.m$), (2) le limon à la surface ($50-60 \Omega.m$), (3) une succession de dépôts de crues (< 40 et $> 80 \Omega.m$) qui surplombent (4) les marnes ($40 \Omega.m$) sur la rive gauche et (5) l'argile verte ($< 40 \Omega.m$) sur la rive droite.

Les hétérogénéités de la rive gauche peuvent être liées à de fréquents dépôts de crues et à d'éventuels travaux de terrassement agricole le long du méandre. Au contraire, la lithologie de la rive droite est homogène et principalement argileuse (figure 7.3a). Ces structures et leurs variations importantes le long de la section transversale confirment la dynamique des données hydrologiques détaillées précédemment (figure 7.1d.). Comme deux piézomètres situés à proximité du cours d'eau ne peuvent pas servir de références pour décrire les variations spatiales du toit de la nappe dans le temps dans un milieu aussi hétérogène, on utilise dans ce qui suit une approche par mesures 2D en « time-lapse ».

4 Approche multi-méthodes pour caractériser en détails l'hétérogénéité de l'aquifère

Les lignes sismiques ont été déployées tous les 2 mois de février à août 2017, le long du profil. Pour chaque acquisition, l'équipement, la géométrie et les paramètres d'acquisition sont restés similaires. Afin d'assurer un positionnement optimal de la ligne dans le temps, un système de marquage permanent a été utilisé. Sur chaque rive, un enregistreur sismique à 96 canaux avec des géophones à composante verticale de 14 Hz a été utilisé avec un espacement de 0,25 m et des profils de 23,75 m de long. La source consistait en une plaque de métal frappée verticalement avec un marteau de 1.250 kg. À chaque position le long des lignes, nous avons enregistré et sommé 6 sismogrammes dans le domaine temporel pour augmenter le rapport signal sur bruit. La fréquence d'échantillonnage était de 0,5 ms et la durée d'enregistrement était de 2 s, y compris un délai de pré-déclenchement de -0,02 s, pour enregistrer la totalité des trains d'ondes de surface, la coda et le bruit de fond. Les données sismiques brutes consistent finalement en un nombre total de 97 sismogrammes par berge à chaque pas de temps ($97 \times 2 \times 4 \times 4 = 776$ sismogrammes au total), à interpréter pour les modèles de vitesse [cf. p. ex., [Pasquet and Bodet \(2017\)](#)]. Deux sismogrammes sont donnés à titre d'exemple sur la figure 4a,b. Les temps d'arrivée des ondes P et les courbes de dispersion des ondes de surface

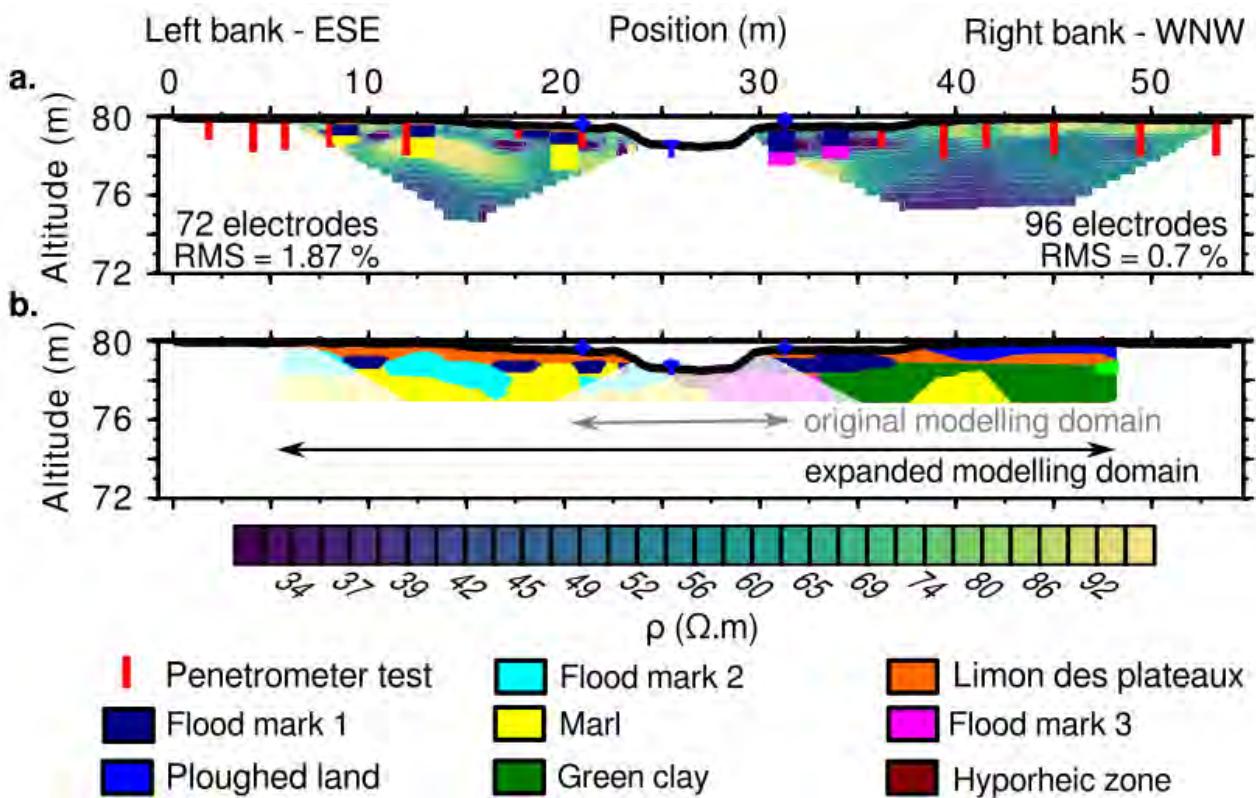


FIGURE 7.3. Sondages géotechniques et des profils ERT ont été effectués le long d'une ligne ESE-WNW perpendiculaire au ruisseau Avenelles. (a) Résistivités interprétées après inversions. Les lignes rouges indiquent l'emplacement des tests de pénétrométrie. Les résultats de l'échantillonnage à la tarière sont présentés par les registres. b) Cartographie des lithofaciès interprétées à partir des corrélations entre la résistivité et les résultats géotechniques. Le masque blanc indique l'extrapolation de l'interprétation ERT.

ainsi que des exemples de données réelles d'intérêt pour cette étude sont présentés. Afin de comparer cet ensemble de données avec les observations hydrologiques et de l'inverser pour les modèles VP et VS à chaque pas de temps, les erreurs de mesures doivent être estimées en suivant le workflow et les recommandations de Dangeard et al. (2018). L'analyse des erreurs et les différences absolues des données point par point calculées pour les temps d'arrivée des ondes P et les courbes de dispersion des ondes de surface entre chaque pas de temps sont présentées en détails par Dangeard (2019). Les observations résultantes sur les variations des données sismiques dans le temps sont résumées dans le tableau 7.1, en fonction des hypothèses suivantes sur les liens physiques entre les données sismiques et la saturation en eau.

Les vitesses apparentes décrites par les temps de premières d'arrivées sur un sismogramme dépendent de VP qui est sensible à la saturation en eau. VP en milieu non consolidé partiellement saturé est inférieur au VP à l'état sec. Ceci est lié à l'augmentation de la densité due à une saturation partielle (dans les pores, l'eau remplace l'air). A partir d'un seuil de saturation en eau d'environ 90-95 % (selon les matériaux), VP augmente sensiblement jusqu'à atteindre la saturation complète (le milieu est plus difficile à comprimer, voir Bachrach and Nur (1998) pour plus de détails par exemple). Les ondes de cisaillement sont très sensibles aux petites variations de la saturation en eau lorsqu'elle est proche de 0 %. VS tend à augmenter en raison de la création de ponts capillaire entre les grains augmentant leur résistance au cisaillement. Puis, lorsque l'air est remplacé par de l'eau dans le milieu poreux, VS tend à diminuer (en raison d'une augmentation de la densité, selon Cho and Santamarina (2001) par exemple). Comme les ondes de surface observées sur les sismogrammes des vitesses de particules verticales sont fortement dépendantes de VS, leurs vitesses de phase ont tendance à être influencées de manière similaire. Ces observations permettent de

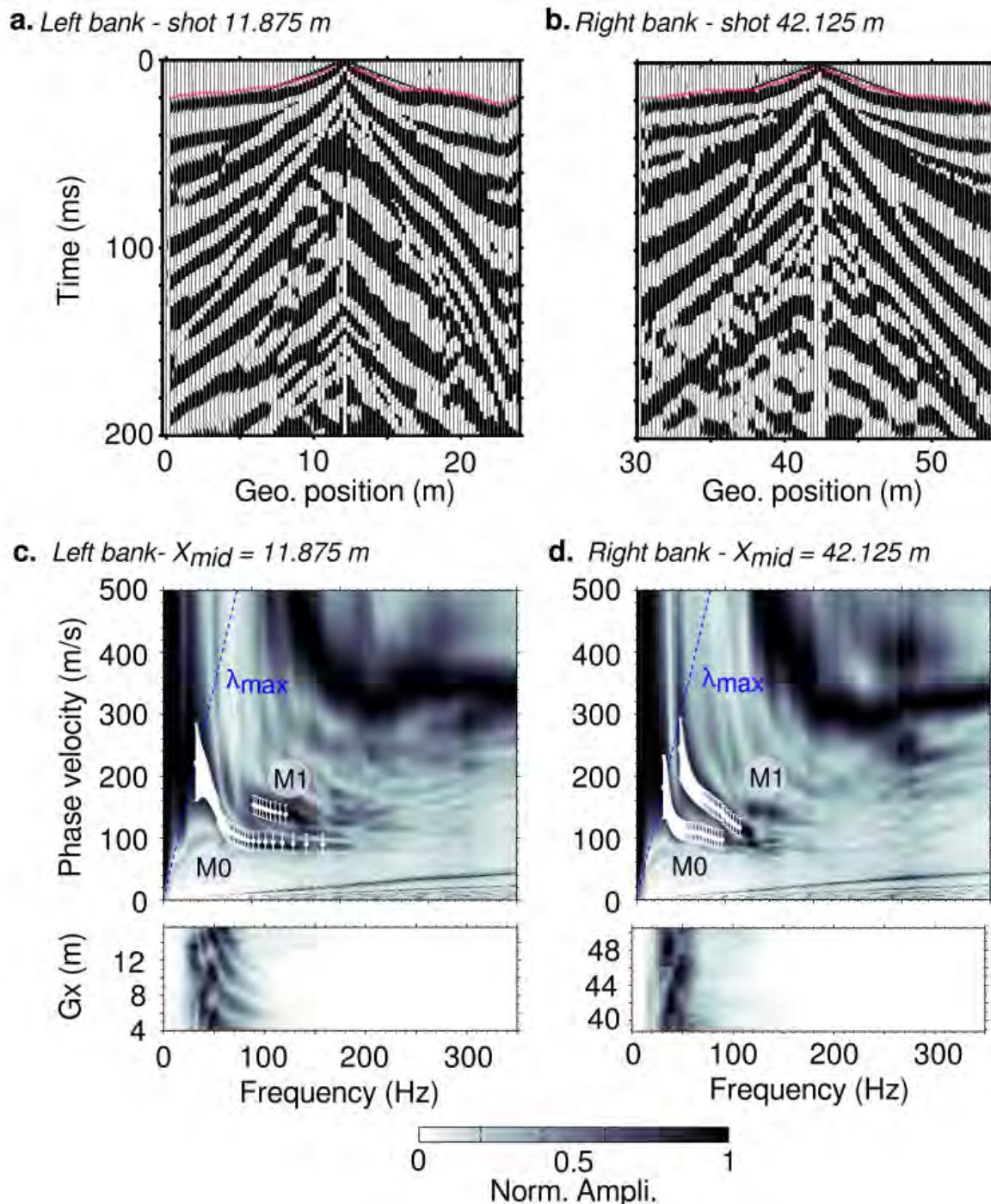


FIGURE 7.4. (a) Sismogrammes enregistrés pour deux prises d'exemple à 11,875 m et (b) à 42,125 m pour les acquisitions de février 2017. Les ondulations verticales représentent les vitesses de déplacement vertical des particules enregistrées à chaque géophone dans le temps. Les lignes rouges indiquent les valeurs d'heure d'arrivée prélevées manuellement. (c) Exemple d'images de dispersion empilées (en haut) et de spectrogrammes (en bas) calculés aux positions 11,875m et (d) 42,125m pour les acquisitions de février 2017. Les points blancs correspondent aux modes fondamental en ondes de surface (M_0) et premier supérieur (M_1), choisi manuellement. Les barres blanches verticales indiquent l'erreur associée définie par O'Neill et al. (2003).

formuler des hypothèses sur la dynamique du continuum insaturé-saturé le long du profil. Les variations quantitativement déterminées dans les données chronologiques (temps absolu de première

arrivée et différences de vitesse de phase avec erreurs) nous permettent d'interpréter qualitativement l'évolution de la saturation en eau (Tableau 7.1). Les résultats indiquent que la saturation en eau est la plus élevée en février. Cela concorde avec le niveau piézométrique élevé et la saturation apparente en eau observée sur le terrain à la surface. En avril et juin, la saturation globale semble similaire malgré des niveaux piézométriques distincts. Au cours de l'expérience de juin, un événement pluvieux s'est produit entre les acquisitions des deux côtés (acquisition à gauche avant la pluie). Par conséquent, la surface du sol du côté gauche est complètement sèche au début des acquisitions, contrairement à celle du côté droit. La teneur en eau et les niveaux piézométriques en août sont plus élevées qu'en juin parce qu'une crue s'est produite en août (figure 7.1d.).

Ces informations ne peuvent pas être intégrées directement dans les modèles hydrogéologiques. Dans ce qui suit, nous estimons VP et VS en inversant complètement les données sismiques, et calculons ν afin de dépeindre une profondeur interprétée du toit de la nappe. Il convient de noter que les inversions et interprétations présentées dans les sections suivantes ne sont possibles à chaque étape temporelle que grâce (1) à la qualité des données et aux erreurs quantifiées et (2) aux variations significatives dans le temps qu'elles ont déjà permis d'identifier. De plus, le modèle de structure déduit de l'étude combinant ERT et géotechnique fournit une information préalable solide, indispensable à l'inversion.

TABLEAU 7.1. *Synthèse des variations globales observées dans les temps d'arrivée de l'onde P, les vitesses de phase des ondes de surface et les interprétations qualitatives en termes de saturation en eau.*

Differences	April - February		June - April		August - June	
	LB	RB	LB	RB	LB	RB
First arrival time	-	-	=	+	+	+
Phase velocity (surface)	+	+	+	+	-	-
Phase velocity (depth)	-	=	-	=	+	+
Water saturation	-	-	=	+	-	-

5 Interprétations des données sismiques « time-lapse » afin de décrire la dynamique temporelle de la zone saturée

VP est estimé par inversion tomographique des temps d'arrivée (Schuster and Quintus-Bosz, 1993) initialisée avec un modèle de gradient créé en étendant latéralement une structure 1D dérivée de la moyenne des temps d'arrivées et en supposant un milieu stratifié. VS est estimée par inversions 1D des données de dispersion des ondes de surface recueillies le long des lignes (Pasquet and Bodet, 2017). Pour chaque pas de temps, les temps d'arrivée et les courbes de dispersion sont inversées indépendamment. Aucune contrainte n'est imposée à la paramétrisation, ni dans l'espace, ni dans le temps, et il reste le même à chaque pas de temps. Les modèles initiaux, erreurs, évolutions des perturbations avec les itérations, le modèle final, etc. sont systématiquement contrôlés et comparés pour chaque pas de temps (Dangeard, 2019). ν est ensuite calculé à partir de VP et VS et présenté sur la figure 7.5. Les valeurs élevées de ν (en bleu) indiquent un milieu saturé, contrairement aux valeurs basses (en jaune) qui correspondent à un milieu insaturé. ν diminue globalement avec la profondeur et montre différents gradients de saturation selon le pas de temps. Même si les techniques d'inversion sismique sont limitées par leurs profondeurs maximum d'investigation et leurs résolutions, le profil ν obtenu met en évidence les évolutions spatiales et temporelles de la saturation le long de la section (comme le montrent clairement les exemples 1D de la figure 7.5a.).

La profondeur d'investigation est calculée à partir du dispositif de mesure, de la densité des rayons pour VP et des incertitudes d'inversion de dispersion pour Vs. Elle est corrélée aux hétérogénéités des milieux poreux, qui conduisent aux processus physiques en 3D, loin des hypothèses 1D et 2D utilisées pour les techniques d'inversion. La profondeur d'investigation est nettement plus faible sur la rive gauche que sur la rive droite (figure 7.5b.). Ces résultats confirment la différence de réactivité entre les deux rives. Les hétérogénéités en termes de lithologie et donc de paramètres hydrodynamiques de la rive gauche sont clairement mises en évidence.

Sur les pseudo-sections de la figure 7.5b., ν est proche de 0,5 en dessous du toit de la nappe et ne varie plus avec la profondeur. Pour chaque pas de temps, parmi les valeurs de ν supérieures à 0,48, nous avons recherché les valeurs nulles de son gradient avec la profondeur. Nous avons supposé qu'en dessous de ce seuil, le milieu était en fait complètement saturé. Cependant, les méthodes d'inversion utilisées pour estimer les modèles de vitesse sismique impliquent un nombre limité de couches projetées sur une grille, qui ne peuvent décrire les variations continues de la saturation en eau. Les valeurs de profondeur de nappes sont ainsi interpolées pour mieux correspondre aux variations continues de cette propriété dans l'environnement naturel (en utilisant l'algorithme mis en œuvre par Maineult (2016) selon le formalisme d'Aarts and Van Laarhoven (1985), sans considérer le critère de monotonie, imposant à la fois le niveau d'eau dans la rivière et les niveaux piézométriques comme contraintes). La profondeur du toit de la nappe interprété est alors nettement plus variable sur la rive gauche que sur la rive droite, liée (i) aux hétérogénéités lithologiques décrites précédemment dans l'espace, (ii) à l'observation hydrologique dans le temps et (iii) aux fluctuations des échanges nappe-rivière.

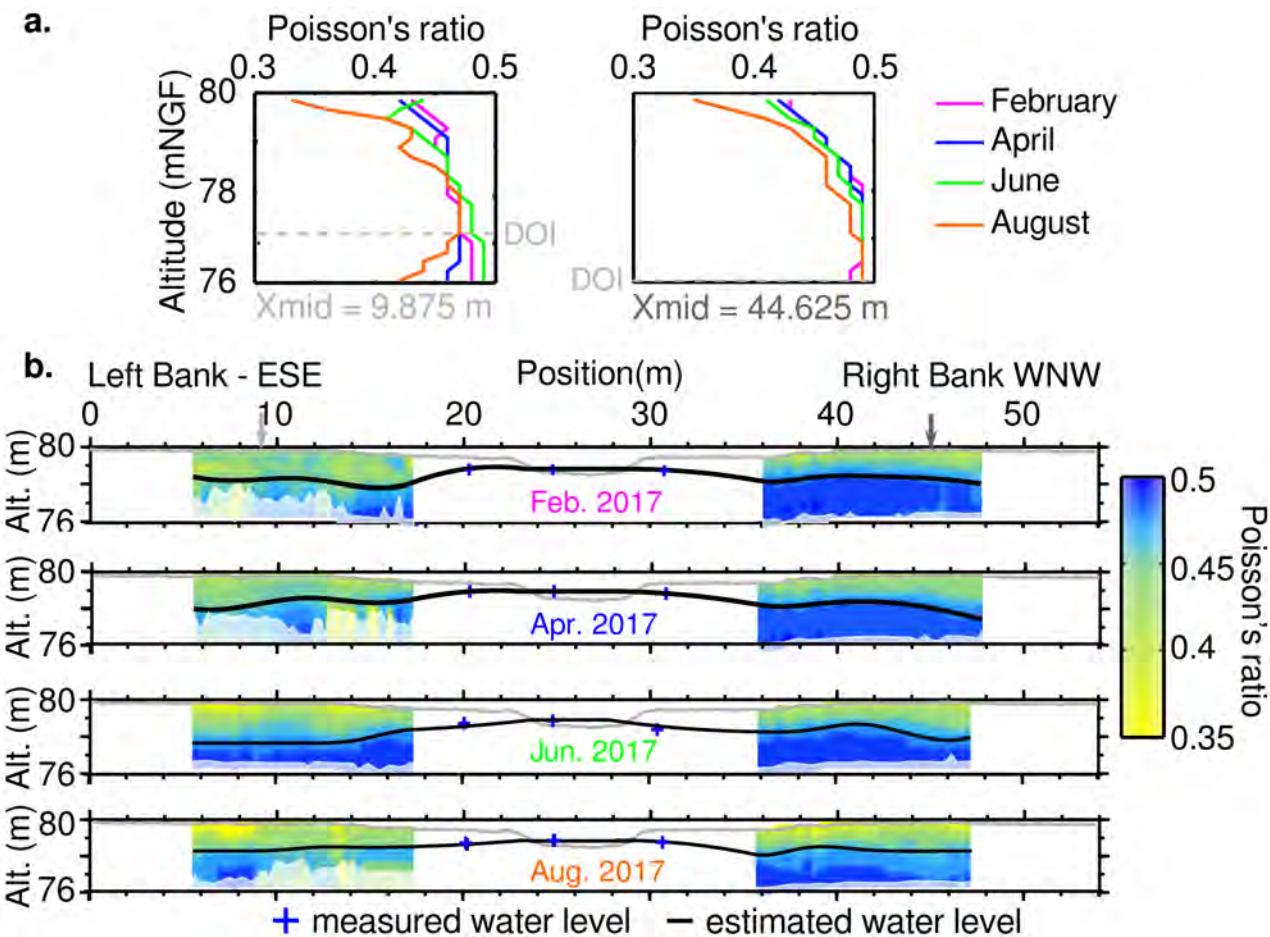


FIGURE 7.5. (a) Profils de ν 1D calculés sur la rive gauche (à 9,875 m) et sur la rive droite (à 44,625 m) pour chaque période de mesure : Février (rose), avril (bleu), juin (vert) et août (orange) 2017. La ligne grise en pointillés correspond au DOI. (b) Pseudo-sections de ν pour chaque pas de temps. Les WT sont estimées à partir de l'interpolation des valeurs de ν en utilisant l'algorithme proposé par Maineult (2016). Les croix bleues indiquent les RWL et PL mesurées. Une zone ombrée en blanc indique les profondeurs inférieures au DOI maximum.

6 Modèle d'échange nappe rivière constraint par la sismique « time-lapse »

L'approche multi-méthodes décrite ci-dessus permet de simuler les échanges nappe-rivière dans un modèle étendu, au-delà des limites habituelles imposées par les positions des piézomètres. Le modèle hydrothermique en volumes finis 2D Ginette (Rivièvre et al., 2014, 2019) est utilisé pour simuler l'évolution du toit de la nappe. La conceptualisation de l'aquifère non confiné telle que décrite par Rivièvre et al. (2019) est employée. Le pas de temps est de 900 s. La taille du modèle est de $3 \text{ m} \times 42 \text{ m}$. Les discrétisations verticale et horizontale sont basées sur la résolution empirique des méthodes géophysiques : un facteur géométrique vertical de 1,1 et une discrétisation horizontale constante de 0,25 m sont utilisés. La discrétisation est plus fine près du cours d'eau (3 cm). Le domaine se compose de 2 936 mailles.

Les paramètres hydrodynamiques, c'est-à-dire la perméabilité et la porosité, sont assignés à chaque hydrofaciès détaillé à la figure 7.3b. L'estimation du toit de la nappe en février 2017 est utilisée comme conditions initiales après un spin-up de 10 jours pour assurer le comportement transitoire du modèle initial. Les conditions aux limites sont : (i) un flux nul en bas du modèle, compte tenu de la très faible perméabilité de la marne sous-jacente ; (ii) la série temporelle du niveau d'eaux mesurée dans la rivière est appliquée sur les faces du sommet des mailles rivière ; (iii) la pluie effective est imposée à la surface du sol, calculée à partir des données pluviométriques et d'évapotranspiration

(Tallec et al., 2015) en supposant un ruissellement nul et (iv) les conditions des bords du modèle sont obtenues par une interpolation linéaire en temps d'interprétation sismique.

Parmi les 8 hydrofracies du domaine, 6 sont calibrés grâce à une recherche systématique sur la période de février à avril. En ce qui concerne le lit du cours d'eau et les terres labourées, les valeurs d'estimation expérimentales préalables et provenant de la littérature sont respectivement prises en compte. La validation est effectuée pendant toute la période. Les variables d'état considérées sont les séries temporelles mesurées dans les piézomètres de berges et le toit de la nappe en avril. La plage de conductivité hydraulique intrinsèque est de [10-15-10-10-10] m² et la plage de porosité est de [0,001-0,2]. La recherche systématique est effectuée avec la fonction coût suivante :

$$misfit = \sum_{i=1}^n (d_{RB}^i - s_{RB}^i)^2 + \sum_{i=1}^n (d_{LB}^i - s_{LB}^i)^2 + \sum_{j=1}^m (d_{WT}^j - s_{WT}^j)^2 \quad (7.102)$$

avec d_{RB}^i et s_{RB}^i les niveaux piézométrique observés et simulés en rive droite (m) chaque i-jour durant toute la période (N données), d_{LB}^i et s_{LB}^i concernent la rive gauche, d_{WT}^j et s_{WT}^j respectivement la profondeur du toit de la nappe (m) observée et simulée en avril, juin et août selon les sections sismiques (M données). La variation temporelle du niveau piézométrique et de la forme du toit de la nappe est correctement reproduite si l'on tient compte de 10 % des meilleurs .

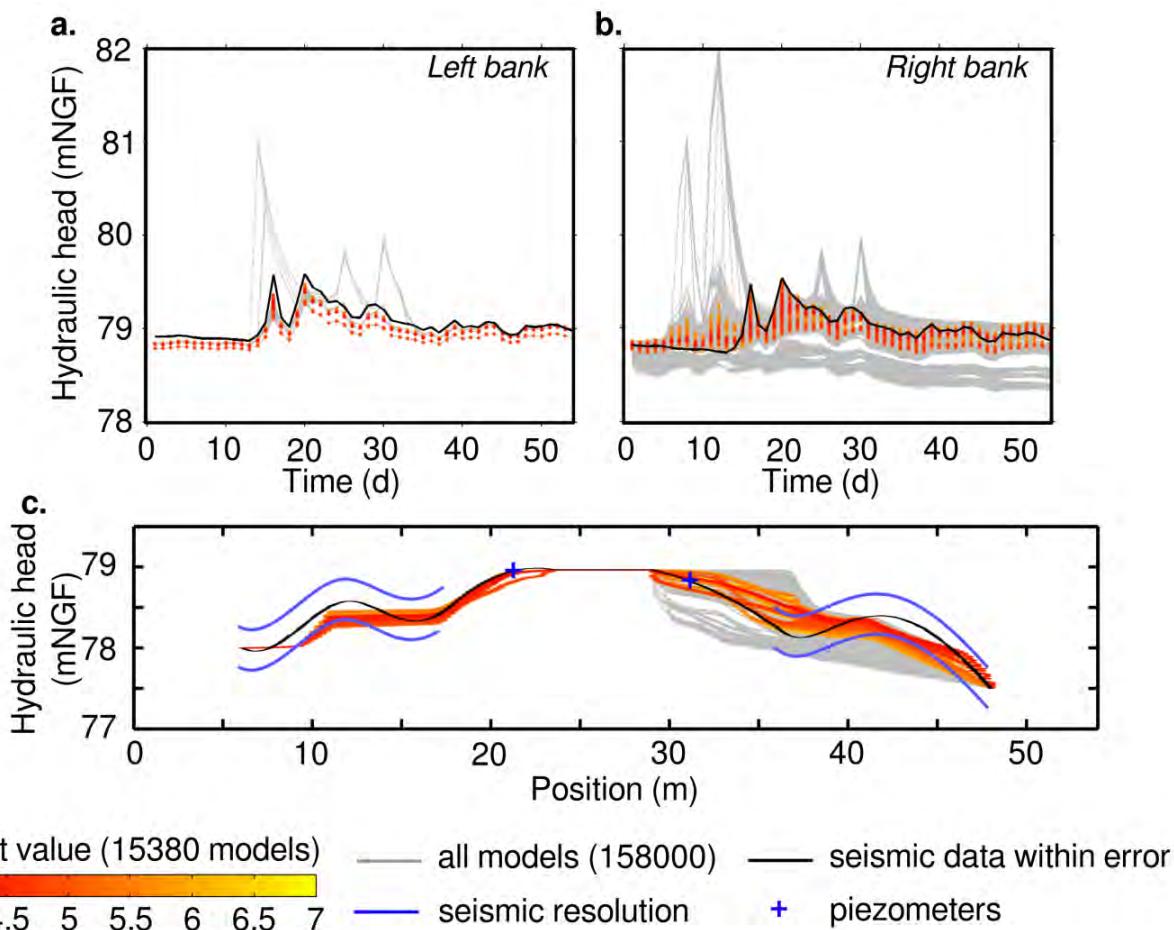


FIGURE 7.6. Résultats préliminaires (Dangeard, 2019) de la recherche systématique effectuée montrant des variations temporelles du niveau piézométrique (rive gauche, a et rive droite, b) et de forme du toit de la nappe (c) correctement reproduites au sens de la fonction coût en tenant compte de 10 % des meilleurs modèles.

Les modèles au sens de la fonction coût, comme le montre la figure 6. Les couples de paramètres optimisés sont en cours de validation grâce à la période complète d'étude.

6 Conclusions et perspectives opérationnelles

La géophysique « hautes-résolutions » complétée par des informations hydrologiques, géotechniques et des observations de terrain est proposées afin de mieux contraindre la modélisation hydrodynamique et augmenter le domaine de modélisation grâce à : (1) une définition fine de la géométrie des hydrofaciès et de leur nature et ; (2) une estimation des variations spatiales et temporelles de la profondeur du continuum zone-saturée/zone non-saturée. La géophysique « classique », complétée par les informations issues des échantillons de sol, des essais pénétrométriques et des a priori géologiques, fournit une image des hétérogénéités lithologiques. Des zones aux propriétés hydrodynamiques distinctes sont délimitées et intégrées au nouveau maillage.

Des acquisitions sismiques sont déployées en « time-lapse » sur une période d'intérêt. Une bonne connaissance a priori du terrain, la qualité des enregistrements et la présence de variations significatives dans les données sismiques autorisent une inversion méticuleuse et le calcul du coefficient de Poisson (à partir de VP et VS). Les variations spatio-temporelles de ses valeurs définissent les fluctuations du continuum zone saturée/zone non-saturée. De nouvelles conditions initiales et aux limites sont fournies par les résultats de la sismique « time-lapse » avec l'estimation de la profondeur du continuum zone saturée/zone non-saturée aux bords des modèles et de ses variations spatiales à chaque acquisition. Un récapitulatif de la stratégie mise en place est présenté figure 7.7.

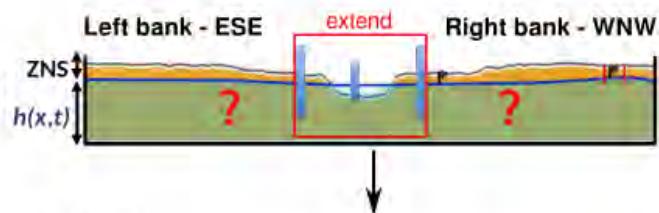
6 Remerciements

Les auteurs remercient L. Longuevergne et J.-M. Mouchel pour leurs commentaires constructifs et leurs recommandations. Ce travail a été soutenu par le programme PIREN-Seine, le projet ANR CRITEX ANR-11-EQPX-0011 dans le cadre du réseau OZCAR. Le traitement et l'inversion de la dispersion des ondes de surface ont été réalisés grâce aux logiciels libres. SWIP (<https://github.com/SWIPdev/SWIP/releases>), Seismic Unix (<http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>) et Geopsy (<http://www.geopsy.org/download.php>). Les premières arrivées des ondes P ont été inversées grâce à RAYFRACT©. Des simulations numériques ont été réalisées en partie au centre HPCaVe de Sorbonne Université.

Preliminary hydrological model

- boundary conditions:

- > hydraulic head vs. time (piezometer)
- > shape of the saturated/unsaturated zone transition



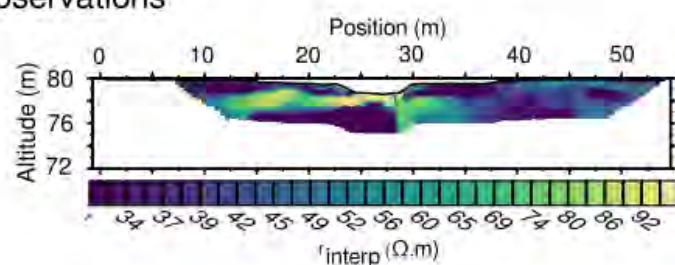
Geophysics + geotechnics + surface observations

- lithological heterogeneities

- > structure
- > facies

- hydrological properties *a priori*

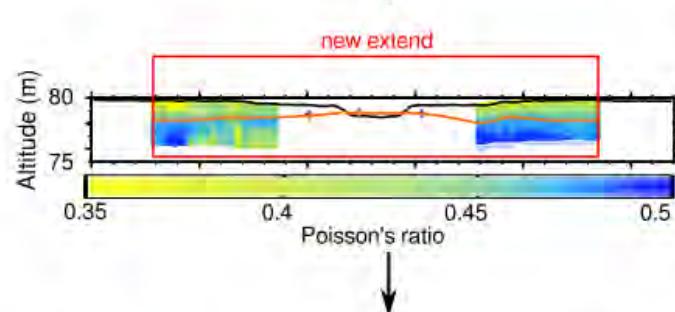
- > delineate "zones"



Time-lapse seismics

- spatial and temporal variations of the saturated zone depth
- interpolation of sparse informations

- > new boundary conditions



Hydrogeological modelling

- between 2 acquisitions: saturated zone parameters calibration (intrinsic permeability/porosity)

- validation over the hole period of interest

- unsaturated zone parameters calibration

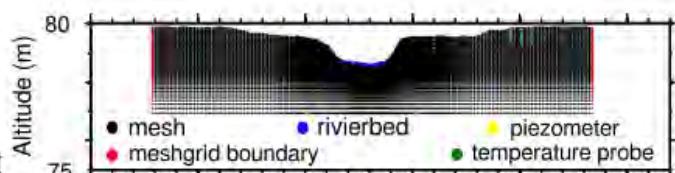


FIGURE 7.7. Stratégie proposée pour l'intégration de la géophysique à la modélisation hydrodynamique.

Les gravières, fenêtres ouvertes sur la plaine de la Bassée

Anne Jost^{1,*}, Shuitao Wang², Fanny Picourlat³, François Colleoni¹, Thomas Verbeke¹, Baptiste Labarthe², Nicolas Flipo², Nicolas Gallois², Fulvia Baratelli², Agnès Rivière²

¹ Sorbonne Université, Metis, Paris

² Université Paris-Sciences-et-Lettres, Mines ParisTech, Centre de Géosciences, Fontainebleau

³ Institut Pierre Simon Laplace, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette

* anne.jost@sorbonne-universite.fr

Résumé

Le satellite SWOT (Surface Water and Ocean Topography) donnera bientôt accès aux variations spatiotemporelles des eaux continentales avec une précision inégalée. Dans la plaine alluviale de la Bassée, à l'amont de Paris, le niveau d'eau relatif des gravières issues de l'exploitation intensive des granulats sera mesuré à intervalles réguliers. L'utilisation conjointe de l'observation spatiale, des mesures *in situ* et de la modélisation permettra de répondre à des enjeux majeurs de caractérisation et de gestion des ressources en eau de la plaine. Sont détaillées dans ce chapitre les étapes de construction de l'outil de modélisation, de la création d'un modèle de lac à son application aux gravières de la Bassée pour la détermination des variables d'entrée clés du modèle.

Points clés

- Création d'un module hydrologique pour la simulation des lacs de gravière au sein de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS ;
- Mise en œuvre de cet outil pour la simulation hydrodynamique des gravières dans la plaine alluviale de la Bassée ;
- Analyse de la réponse des gravières aux forçages dont elles sont l'objet.

Sommaire

Contents

1	Introduction	187
2	LIBWET, un module de simulation des gravières	187
2.1	La plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS	187
2.2	LIBWET	188
2.3	Simulation de l'impact hydrodynamique des gravières avec LIBWET	193
3	Modélisation hydrodynamique des gravières au sein de la plaine de la Bassée	194
3.1	Stratégie de modélisation multi-échelle	194
3.2	Les gravières de la plaine de la Bassée	195
3.3	Hydrodynamisme des gravières	196
4	Conclusion	197

Pour citer cet article : A. Jost et al., Les gravières, fenêtres ouvertes sur la plaine de la Bassée dans Fonctionnements hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau, A. Rivière et al. (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

1 Introduction

L'exploitation des alluvions anciennes pour la production de granulats dans le val de Seine amont a donné naissance depuis les années 1960 à quelques centaines de gravières, disséminées au cœur de la plaine d'inondation de la Bassée, le long des principaux cours d'eau. Ces lacs artificiels sont autant de fenêtres ouvertes sur des ressources en eau souterraine d'importance stratégique pour la région Ile-de-France, qu'il convient de mieux connaître afin de préserver. Nouveaux objets dans un paysage déjà très remanié au cours du siècle dernier, ils n'ont été que peu étudiés sur le long terme et dans leur globalité. On leur reconnaît cependant généralement un rôle de puits vis-à-vis des nappes adjacentes, du fait de l'emprise qu'offre à l'évaporation leur surface d'eau libre, en particulier lors des années sèches (e.g. Schanen, 1998). Le remplacement du matériau granulaire par un plan d'eau altère de plus localement piézométrie et chemins d'écoulement à son voisinage (Peaudercf, 1975; Gueho, 2014), par l'établissement d'une surface d'égal potentiel hydraulique, néanmoins possiblement représentative d'un niveau piézométrique moyen dans la nappe des alluvions. Les gravières s'offriront ainsi à nous telles des piézomètres « géants ». Avec le développement de systèmes de télédétection toujours plus performants, l'observation satellitaire sera très bientôt en mesure de fournir un suivi régulier des fluctuations temporelles des surfaces d'eau libre de plus de 6 hectares en domaine continental (mission Surface Water and Ocean Topography). Malgré leur petite taille, les plaçant pour la plupart sous le seuil de détection, les gravières sont un bon candidat au futur suivi satellitaire, qui en donnera une vision d'ensemble. L'exploitation de telles données, à des fins de caractérisation quantitative des ressources en eau de la plaine, ne se fera pas sans l'intermédiaire d'un outil de modélisation du système couplé gravières-aquifères. C'est à l'élaboration de cet outil que nous avons œuvré au cours de la phase VII du PIREN-Seine, depuis la conception d'un module de simulation des gravières (Partie 2) à sa mise en application à l'échelle de la Bassée (Partie 3).

2 LIBWET, un module de simulation des gravières

La première étape pour répondre aux objectifs posés a été de se doter, au sein de la plate-forme de modélisation intégrée CAWAQS, d'un outil capable de simuler les fluctuations saisonnières de la cote de l'eau dans les gravières, en relation avec leur environnement. Notre choix s'est porté sur le développement *in extenso* d'une librairie dédiée à la simulation hydrologique des gravières, compte tenu de l'architecture modulaire de CAWAQS. Ce module s'appuie sur le calcul du bilan hydrologique de la gravière prenant en compte les précipitations, l'évaporation, le ruissellement et les échanges avec les aquifères adjacents. Il a été testé et validé sur un cas simplifié de plaine alluviale, par comparaison de ses performances avec celles du module LAK de MODFLOW (Merritt and Konikow, 2000).

2.1 La plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS

CAWAQS (CAtchment WAter Quality Simulator) est une plate-forme de modélisation distribuée et modulable des hydrosystèmes régionaux (Flipo, 2005; Labarthe, 2016). Cet outil couple des modules spécifiques pour simuler les transferts d'eau au sein et entre les différents réservoirs du cycle de l'eau, depuis la surface jusqu'au compartiment souterrain. La plate-forme se divise conceptuellement en trois composantes : surface, zones non saturée et saturée (Figure 8.1) et regroupe les librairies suivantes :

LIBFP calcule le bilan hydrologique de surface à l'aide de fonctions de production ;

LIBNSAT assure le transfert vertical des flux d'eau infiltrés calculés par le module de surface, grâce à une cascade de réservoirs ;

LIBHYD simule les écoulements en rivière par résolution du schéma de Muskingum ;

LIBAQ calcule les charges hydrauliques dans un système multi-couche pseudo-3D par résolution numérique de l'équation de la diffusivité pour la nappe captive, selon un schéma aux différences finies semi-implicite.

Dans CAWAQS, il n'existait pas de module propre permettant de simuler les interactions entre l'aquifère et un plan d'eau. Notre objectif fut ainsi de développer un tel module en utilisant les fonctionnalités existant déjà dans LIBAQ, de sorte que l'on puisse estimer les impacts hydrodynamiques des gravières dans la plaine alluviale de la Bassée.

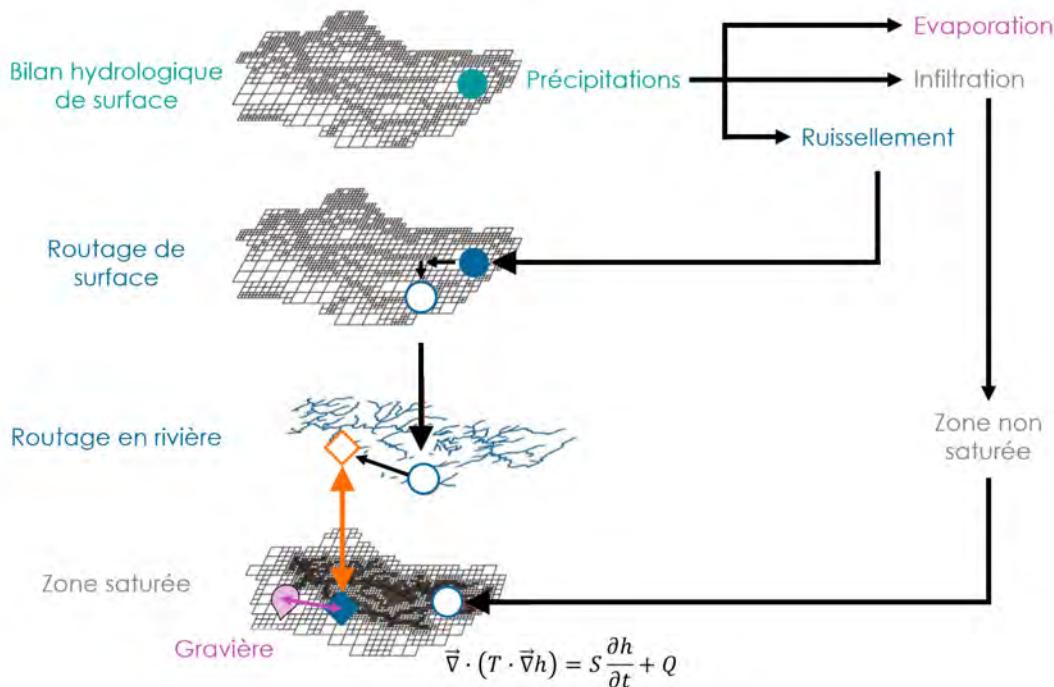


FIGURE 8.1. La plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS.

2.2 LIBWET

2.2.1 Formulation mathématique du module LIBWET

LIBWET (Wang, 2016) a pour tâche de calculer la cote d'un plan d'eau libre, compte tenu de ses échanges avec l'atmosphère, les eaux de surface et les aquifères adjacents, par le calcul de son bilan hydrologique. Ce bilan, illustré en Figure 8.2, tient ainsi compte des pertes ou apports d'eau du fait du ruissellement R [L^3/T], des précipitations P [L^3/T], de l'évaporation E [L^3/T] et des infiltrations d'eau souterraine S_p [L^3/T] (positives si entrantes) aussi bien latéralement via ses berges que verticalement à travers son lit. Pendant un intervalle de temps Δt [T], le bilan s'écrit :

$$h_l^n = h_l^{n-1} + \Delta t \frac{P - E + R + S_p}{A_s}, \quad (8.103)$$

où h_l^n et h_l^{n-1} sont respectivement les cotes [L] de la gravière au pas de temps actuel et au pas de temps précédent et A_s est la surface au sol de la gravière [L^2]. Le flux d'eau q [$L \cdot T^{-1}$] échangé par unité de surface à travers une interface gravière-aquifère est fonction du gradient de charge entre les deux unités et d'une conductance spécifique équivalente C [T^{-1}] :

$$q = C(h_a - h_l), \quad (8.104)$$

où h_a [L] est la charge de l'aquifère et h_l [L] la cote de la gravière.

La conductance spécifique C est prise égale à la moyenne harmonique des conductances spécifiques de l'aquifère C_a [T^{-1}] et du lit de la gravière C_g [T^{-1}] :

$$\frac{1}{C} = \frac{1}{C_g} + \frac{1}{C_a} \quad \text{où} \quad C_g = \frac{K_g}{b} \quad \text{et} \quad C_a = \frac{K_a}{\Delta l}, \quad (8.105)$$

b [L] étant l'épaisseur du lit ou des berges de la gravière et Δl [L] la demi-taille de la maille aquifère dans le sens de l'écoulement (Figure 8.2). S_p est la somme des flux individuels échangés à travers les M interfaces gravière-aquifère : $S_p = \sum_m^M C_m (h_{am} - h_l)$, où h_{am} est la charge de l'aquifère dans l'élément voisin de la $m^{ième}$ interface aquifère-gravière au pas de temps n , h_l la charge de la gravière au pas de temps $n - 1$ et C_m la conductance spécifique de la $m^{ième}$ interface aquifère-gravière.

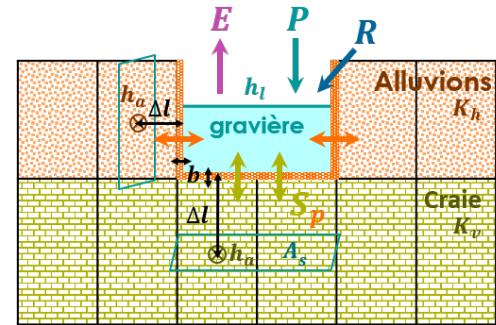


FIGURE 8.2. Conceptualisation des interactions de la gravière avec son environnement.

L'équation 8.103 est un schéma explicite, utilisé pour la résolution en régime permanent. En régime transitoire, la résolution est également possible selon un schéma implicite ou semi-implicite, en introduisant : $h_l = (1 - \theta)h_l^{n-1} + \theta h_l^n$, où $0 \leq \theta \leq 1$. En régime permanent, afin de déterminer l'état d'équilibre du système, les charges dans les aquifères et dans la gravière sont calculées de manière itérative, jusqu'à convergence. Le bilan hydrologique dans la gravière pour la détermination de la cote du plan d'eau est effectué après résolution de l'équation de la diffusivité :

$$h_l = \frac{P - E + R + \sum_m^M C_m h_{am}}{\sum_m^M C_m} \quad (8.106)$$

En régime transitoire, la cote de la gravière au pas de temps précédent est d'abord utilisée comme condition aux limites de type 1 pour le calcul des charges des aquifères, avant celui de la nouvelle cote de la gravière au pas de temps courant, selon l'équation suivante :

$$h_l^n = \frac{h_l^{n-1} + \Delta t \frac{P - E + R + (\sum_m^M C_m h_{am} - (1 - \theta)h_l^{n-1}) \sum_m^M C_m}{A_s}}{1 + \frac{\theta \Delta t}{A_s} \sum_m^M C_m}. \quad (8.107)$$

2.2.2 Validation du module LIBWET par comparaison au module LAK de MODFLOW sur un cas d'étude simplifié

Les performances numériques du module de gravière ont été évaluées par comparaison à l'un des seuls modules équivalents de lac actuellement disponibles, le code LAK associé à MODFLOW (Merritt and Konikow, 2000); et ce, sur un cas étalon composé d'une gravière en connexion avec deux aquifères, représentatif des zones d'exploitation des granulats en milieu alluvionnaire.

La gravière, couvrant plus de 9 hectares, est creusée dans une couche d'alluvions jusqu'à un substratum crayeux, au centre d'un domaine de dimensions 3125 m x 3125 m, discrétré en mailles de 62,5 m de côté (Figure 8.3). La topographie est plane, à une altitude de 126 m. La nappe des alluvions est alimentée à l'ouest par un flux latéral, en surface par la recharge et est en connexion hydraulique avec la nappe de la craie, elle-même délimitée par des conditions aux limites de flux nul. Les alluvions sont drainées par une rivière, représentée par une charge imposée le long de la bordure est du domaine d'étude. Le scénario proposé, ainsi que les paramètres du modèle, sont résumés dans le Tableau 8.1.

Le ruissellement est considéré nul. La gravière est alimentée par les précipitations et sujette à une reprise évaporatoire. Une même conductance spécifique est choisie pour le lit et les berges de la gravière, qui se traduit par des conductances spécifiques équivalentes de $3,95 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ pour les interfaces verticales (berges/alluvions) et de $4,5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ pour les interfaces horizontales entre le fond de la gravière et la craie.

Deux simulations sont conduites, en régime permanent et en régime transitoire, avec les deux couples de modèles, en utilisant un pas de temps de un jour et le schéma explicite des modules de lac. Les forçages restent constants au cours de la simulation transitoire, initialisée selon des conditions éloignées de l'état d'équilibre, la cote d'origine de la gravière étant notamment fixée à son minimum, au toit de la craie. Pour une simulation suffisamment longue, la solution en régime transitoire doit converger vers l'état d'équilibre simulé en régime permanent.

TABLEAU 8.1. *Définition du domaine d'étude.*

	Alluvions	Craie	Gravière (lit & berges)	Rivière
Conductivité hydraulique horizontale $K_h (\text{m.s}^{-1})$	$6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$		
Conductivité hydraulique verticale $K_v (\text{m.s}^{-1})$	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$		
Coefficient d'emmagasinement $S (-)$	0,06	0,001		
Epaisseur $e (\text{m})$	6	20		
Conductance spécifique $C (\text{s}^{-1})$				$4,98 \cdot 10^{-5}$
<i>Conditions initiales</i> h_0	123	122	120	124,5
<i>Conditions aux limites</i>				
Dirichlet $h_r (\text{m})$				124,5
Neumann $q_{lat} (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$		1,83.10 ⁻¹		
Recharge $I (\text{mm.an}^{-1})$	218			
Précipitations $P (\text{mm.an}^{-1})$			675	
Evaporation $E (\text{mm.an}^{-1})$			710	

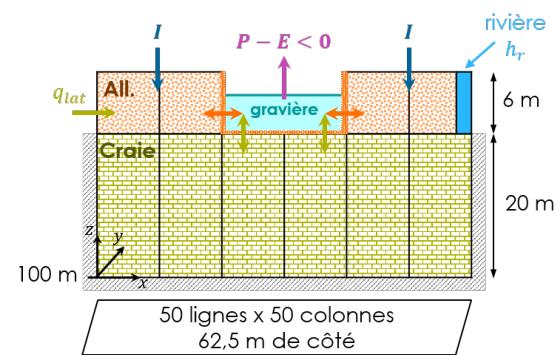


FIGURE 8.3. *Description du domaine d'étude.*

Un premier jeu de simulations a permis de s'assurer de la similarité des résultats produits par les deux codes CAWAQS et MODFLOW en l'absence de gravière. En régime permanent, les différences de charges simulées sur le domaine d'étude sont inférieures à 1,9 mm et négligeables au regard de la précision du calcul. En régime transitoire, un état d'équilibre – défini par des différences de charges inférieures à 1 mm entre deux itérations temporelles successives – est atteint au bout de 235 jours et correspond, quel que soit le code, aux conditions stationnaires. L'écart entre charges simulées par les deux codes est maximum en début de simulation, atteignant 4 cm au bout de quelques jours.

L'introduction d'une gravière impacte la distribution des équipotentielles et de fait la répartition des lignes de courant au voisinage proche du plan d'eau, convergentes à son amont et divergentes à l'aval (Figure 8.4). La nappe des alluvions est rabattue à l'amont de la gravière et mise en charge à l'aval (Figure 8.5). Entre les deux simulations CAWAQS et MODFLOW, les différences de charges simulées dans la nappe des alluvions n'excèdent pas 2,1 mm (Figure 8.4), ordre de grandeur comparable au cas sans gravière. Le bilan hydrologique de la gravière est détaillé dans le Tableau 8.2. Le déficit imposé $E - P$, de près de $9 \text{ m}^3.\text{jour}^{-1}$ (soit 35 mm.an^{-1}), se traduit par un flux net entrant dans la gravière de même intensité, dont les trois quarts sont issus de la nappe des alluvions. La différence entre les flux calculés par chaque code est de 0,12% du flux total entrant.

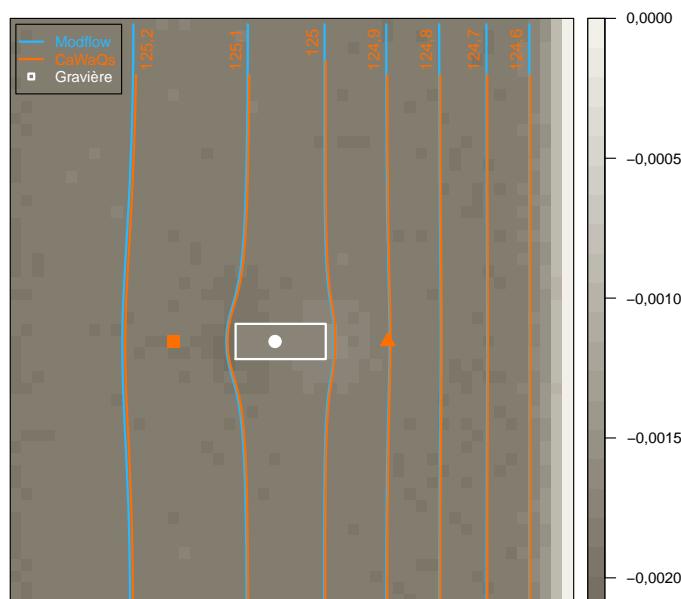


FIGURE 8.4. Différences de charges (m) entre MODFLOW et CAWAQS et isopotes (m) simulées en régime permanent dans l'aquifère des alluvions en présence d'une gravière.

TABLEAU 8.2. Calcul du bilan hydrologique de la gravière en régime permanent.

	Cote (m)	Précipitations ($\text{m}^3.\text{jour}^{-1}$)	Evaporation ($\text{m}^3.\text{jour}^{-1}$)	Flux d'entrée ($\text{m}^3.\text{jour}^{-1}$)	Flux de sortie ($\text{m}^3.\text{jour}^{-1}$)
CAWAQS	125,0545	173,34	182,25	460,86	451,95
MODFLOW	125,0528	173,34	182,25	461,42	452,51
Différence	-0,0017	-	-	0,56	0,56

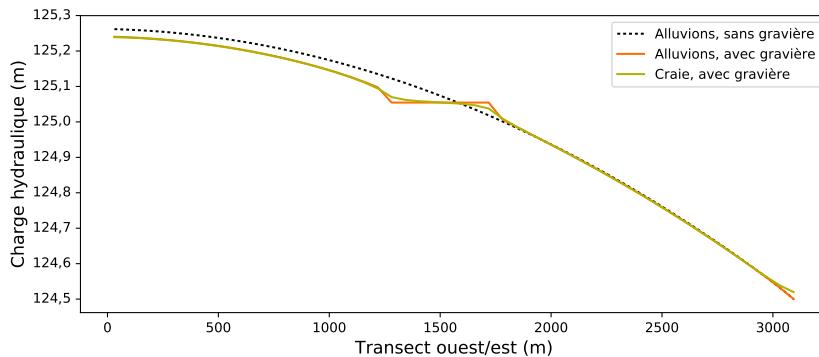


FIGURE 8.5. Profils piézométriques ante- et post-gravière simulés par CAWAQS le long d'une ligne d'écoulement ouest-est dans les alluvions et traversant le plan d'eau, ainsi que dans la craie.

En régime transitoire à pas de temps journalier, les cotes de la gravière simulées selon les trois schémas, explicite, semi-implicite et implicite, de LIBWET ne se superposent qu'à l'équilibre (277 jours). Seule la résolution selon le schéma explicite permet d'obtenir des résultats comparables à ceux de LAK, malgré quelques différences en début de simulation, maximales le premier jour (0,1 m) mais du même ordre de grandeur que celles qui séparent les charges simulées par LAK selon le schéma de résolution utilisé. En schéma explicite, les cotes de la gravière simulée par LIBWET pour des pas de temps décroissants (un jour, un demi-jour et un quart de jour) sont similaires (inférieures à 0,015 m dès le troisième jour de simulation). L'évolution temporelle des charges simulées avec les deux codes à pas de temps 0,25 jour est finalement comparée en deux points choisis à l'amont et à l'aval de la gravière dans les alluvions et dans la gravière elle-même (voir localisation en Figure 8.4). La Figure 8.6 illustre la convergence des charges dans l'aquifère et la gravière vers leurs valeurs d'équilibre. Pour la gravière, la différence de cote entre les deux simulations est maximale au premier jour de simulation (0,025 m) et décroît avec le temps (Figure 8.7). Elle est supérieure, quoiqu'acceptable, à celle obtenue au même point dans les alluvions en l'absence de gravière (0,004 m).

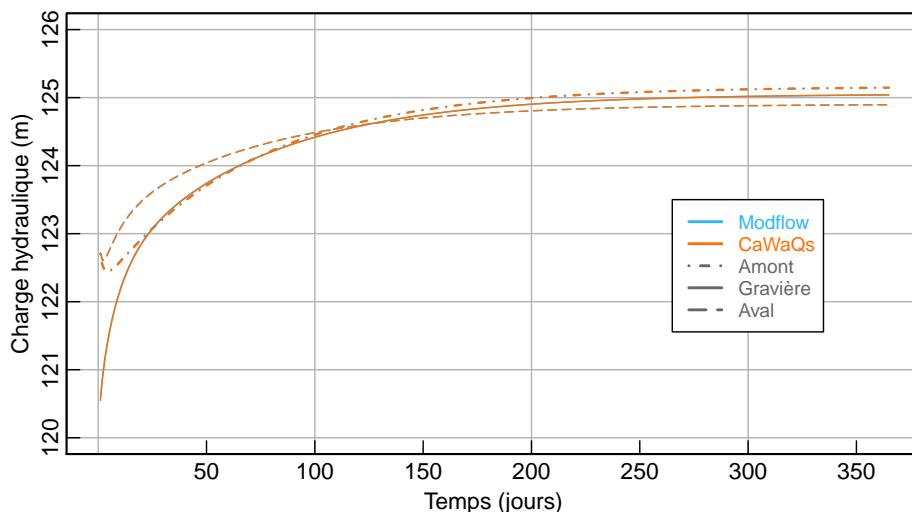


FIGURE 8.6. Evolution temporelle des charges simulées par CAWAQS et MODFLOW (schéma explicite, pas de temps de 0,25 jour) dans la gravière et dans l'aquifère des alluvions, de part et d'autre de la gravière le long d'une ligne d'écoulement.

Ainsi validé et opérationnel, LIBWET a été officiellement intégré dans la plate-forme de modélisation comme un module à part entière, qui peut être activé si besoin est.

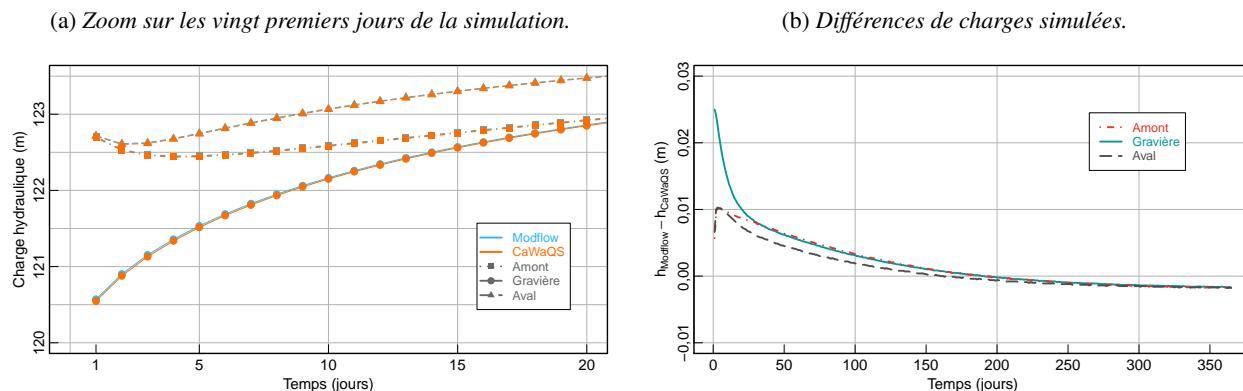


FIGURE 8.7. Comparaison détaillée CAWAQS-MODFLOW en trois points (représentés en Figure 8.4) pour le régime transitoire (schéma explicite, pas de temps de 0,25 jour).

2.3 Simulation de l'impact hydrodynamique des gravières avec LIBWET

L'impact de l'introduction d'une gravière sur le comportement hydrodynamique d'un système hydrogéologique composé de deux aquifères connectés en interaction avec une rivière a été évalué sur la base du même cas étalon ayant servi à la validation du module LIBWET. Différentes configurations relatives à l'éloignement de la gravière vis-à-vis de la rivière, son orientation par rapport au sens de l'écoulement et le colmatage différentiel de ses berges ont été considérées (Colleoni, 2019). Leurs simulations confirment et illustrent des résultats déjà établis depuis longtemps (e.g. Peauducerf, 1975) et connus de la profession (Figure 8.8).

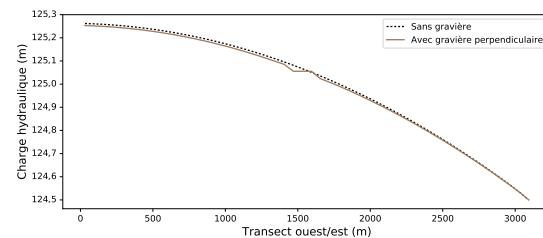
Ainsi, en offrant une plus grande surface d'échange face à l'écoulement des eaux, une gravière orientée perpendiculairement par rapport aux lignes de courant aura-t-elle un impact piézométrique plus limité (Figure 8.8a). Le rabattement maximal par rapport à la situation d'origine ante-gravière, enregistré à l'amont de celle-ci, est de moindre ampleur (2,6 cm contre 6,8 cm dans le cas de référence, Figure 8.5). La contribution de l'aquifère des alluvions au flux total entrant dans la gravière est renforcée (à hauteur de 80%).

L'influence de la gravière sur la piézométrie des alluvions est d'autre part d'autant plus accentuée que celle-ci se situe proche de la rivière (Figures 8.8b & 8.8c), là où le gradient hydraulique initial est plus marqué. Les flux échangés entre nappes et gravière croissent (de près de 70% par rapport au cas de référence) alors qu'ils diminuent presque d'autant lorsque la gravière est positionnée en amont.

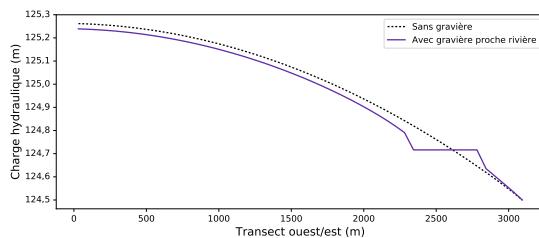
Quant au colmatage des berges et du lit de la gravière, il donne lieu à des situations hydrologiques contrastées, selon les interfaces affectées (Figures 8.8d & 8.8e). Si seules les berges amont sont perméables à l'écoulement (une conductance spécifique équivalente de 10^{-8} s^{-1} est imposée aux interfaces à l'aval, latérales et au lit de la gravière), la gravière n'est plus alimentée que par la nappe des alluvions et drainée par celle de la craie. Les flux échangés s'amenuisent (ne représentant plus que 3% du flux entrant de la gravière équivalente non colmatée). La cote de la gravière s'équilibre à une altitude nettement plus élevée (125,143 m) que dans le cas de référence (cf. Tableau 8.2) et comparativement à la situation piézométrique initiale, avec un rabattement prononcé à son aval (gradient hydraulique de 2,7%, soit dix fois supérieur au gradient initial). La situation s'inverse lorsque la gravière est entièrement colmatée. Sa cote chute de près de 16 cm à son amont, par rapport à la piézométrie naturelle. Les flux échangés se limitent à l'entrée d'eau compensant strictement la reprise évaporatoire ($9 \text{ m}^3 \cdot \text{jour}^{-1}$), principalement assurée par l'aquifère de la craie.

Ces quelques cas d'étude simples, conduits en régime permanent pour une gravière de forme rectangulaire, illustrent par leur diversité celle qui peut être rencontrée en conditions naturelles. S'y ajoute l'influence de l'hétérogénéité des propriétés physiques des aquifères adjacents.

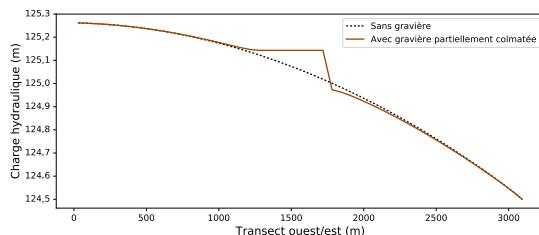
(a) Gravière rectangulaire orientée perpendiculairement par rapport au sens de l'écoulement.



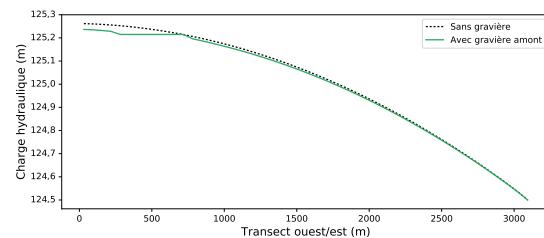
(b) Gravière située à 250 m de la rivière.



(d) Gravière partiellement colmatée (lit, berges à l'aval et latérales).



(c) Gravière située à 250 m de la limite amont du système.



(e) Gravière entièrement colmatée.

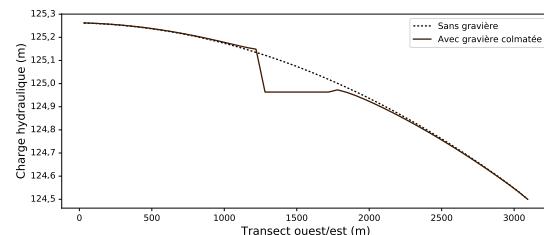


FIGURE 8.8. Profils piézométriques ante- et post-gravière simulés par CAWAQS le long d'une ligne d'écoulement ouest-est dans les alluvions et traversant le plan d'eau, pour différentes configurations de la gravière.

3 Modélisation hydrodynamique des gravières au sein de la plaine de la Bassée

3.1 Stratégie de modélisation multi-échelle

Dans un second temps, le travail a porté sur le développement d'un modèle hydrodynamique de la plaine de la Bassée, incluant les gravières actuelles et les deux aquifères principaux avec lesquelles elles interagissent, à savoir l'aquifère régional de la craie et celui, plus local, des alluvions. L'architecture de ce modèle repose sur une stratégie d'emboîtement, visant à ne représenter localement que la plaine elle-même, délimitée en surface par l'extension à l'affleurement des alluvions, depuis la confluence de la Seine avec l'Aube à l'amont et l'Yonne à l'aval (Figure 8.9). Le modèle ainsi défini tire ses conditions aux limites (de type 2) du modèle régional reproduisant le fonctionnement de l'hydrosystème Seine (Chapitre 5). En sont également issues la recharge, calculée par le module de surface LIBFP en ayant recours aux réanalyses SAFRAN (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010), et les hauteurs d'eau imposées en Seine d'après les estimations du module hydraulique LIB-HYD. L'échelle locale autorise la construction d'un maillage plus raffiné, de 50x50 m² pour la couche des alluvions et de 100x100 m² pour la couche de la craie. Elle permet également la prise en compte de l'hétérogénéité du champ de transmissivités des alluvions obtenu par une procédure d'inversion (Labarthe, 2016). La transmissivité de la craie et les coefficients d'emmagasinement des deux couches correspondent en revanche à ceux du modèle régional. Deux types de simulation sont conduites, en régime permanent pour des conditions moyennes de basses eaux correspondant au mois de septembre et en régime transitoire, pour la période courant d'août 1993 à juillet 2018.

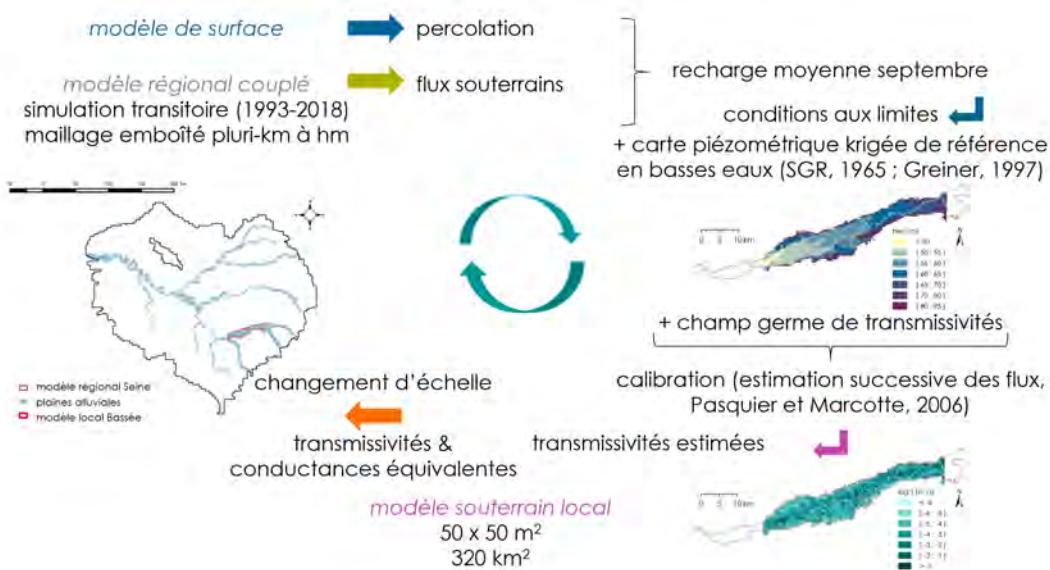


FIGURE 8.9. Stratégie de modélisation multi-échelle : du bassin de la Seine à la plaine de la Bassée. Service géologique régional du bassin de Paris (1965); Greiner (1997); Pasquier and Marcotte (2006).

3.2 Les gravières de la plaine de la Bassée

La description des gravières prises en compte dans le modèle de la Bassée repose sur un recensement effectué à partir des orthophotographies de l'IGN datant de 2014. Il a conduit à l'identification de 391 plans d'eau couvrant à minima deux mailles de la couche des alluvions (Figure 8.10). L'analyse des orthoimages permet d'évaluer l'emprise spatiale des gravières à près de 8% du domaine d'étude, avec une densité plus forte à l'aval de la plaine. L'exploitation des images Landsat depuis 1988 a fourni de plus une vision continue de l'évolution des surfaces en eau dans la plaine et l'année de création de chacune d'entre elles (Picourlat et al., 2018).

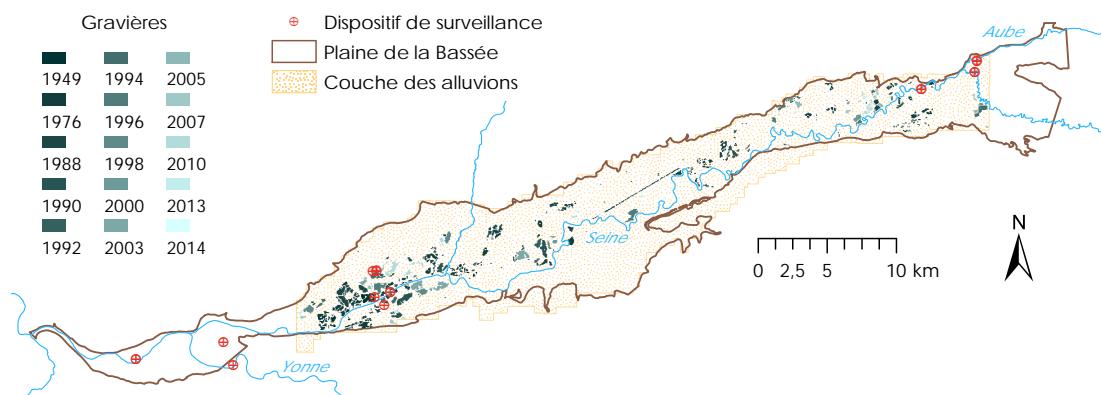


FIGURE 8.10. Gravières incluses dans le modèle mathématique de la plaine de la Bassée, avec date de création.

L'âge des gravières est un facteur supposé déterminant de leur degré de colmatage, malgré un taux de sédimentation des matières en suspension jugé faible au regard d'apports extérieurs limités. La littérature (e.g. Schanen, 1998, pour la Bassée) fait état d'un colmatage souvent différentiel, guidé par le sens d'écoulement de l'eau et ainsi plus marqué à l'aval mais également dépendant de l'historique d'exploitation et de réaménagement. L'analyse conjointe des chroniques piézométriques (craie et alluvions) et de fluctuations des niveaux dans les gravières de la Bassée indique cependant un équilibre entre les entités, témoin d'un faible colmatage (e.g. Setec Hydratec, 2018). L'état des berges et du lit de l'ensemble des plans d'eau apparaît donc difficile à estimer a priori. On choisit dans un premier temps un jeu unique de paramètres les décrivant dans le modèle, avec une épaisseur des interfaces fixée à 2 m et une conductivité hydraulique à $8,5 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ sur la base de la moyenne estimée par Schanen et al. (1998), soit une conductance spécifique des berges et du lit de $4,25 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. On fait de plus l'hypothèse simplificatrice que les gravières sont creusées uniformément jusqu'au substratum crayeux, communiquant ainsi avec l'aquifère des alluvions via leurs interfaces verticales et directement avec l'aquifère de la craie via leurs interfaces horizontales.

Le bilan hydrologique de chaque gravière est calculé pour un ruissellement nul, la topographie étant particulièrement plate à leurs abords et les exploitations aménagées de façon à les protéger des intrusions d'eau de surface. Les données journalières de précipitations et celles nécessaires au calcul de l'évaporation sont issues des réanalyses SAFRAN. L'évaporation est le terme le plus délicat à évaluer (e.g. Hayashi and van der Kamp, 2007; McMahon et al., 2013) mais il est majeur puisqu'il fixe les quantités d'eau perdues par le système hydrogéologique du fait de la présence des gravières dans la plaine. La plupart des formulations utilisées pour les lacs et les zones humides font appel à la fois à des termes énergétiques et aérodynamiques. L'équation de Penman (1956), qui néglige la transpiration des plantes lacustres émergentes ou à feuilles flottantes, a été ici employée pour le calcul de l'évaporation de l'eau libre à chaque pas de temps, bien qu'elle soit susceptible de la surestimer. Une analyse plus poussée de ce terme est nécessaire, notamment à travers la comparaison de différentes méthodes d'évaluation de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre, mais devant prendre en compte les spécificités des gravières. Pour des plans d'eau artificiels, de petite taille et peu profonds, établis dans un matériau perméable et drainés par les eaux souterraines, la contribution de ces dernières au bilan énergétique des lacs de gravière pourrait être significative (Hayashi and van der Kamp, 2007), du fait des différences d'inertie thermique entre chaque compartiment. A court terme, il est prévu de confronter les estimations obtenues des flux d'évaporation à celles calculées par le modèle FLAKE (Mironov, 2008), fondé sur une représentation paramétrique du bilan d'énergie dans les lacs et récemment appliqué aux lacs réservoirs de Seine ainsi qu'aux gravières de la Bassée (Bernus et al., 2018).

3.3 Hydrodynamisme des gravières

L'approche par modélisation offre la possibilité de quantifier les flux entre gravières et aquifères à l'échelle de l'ensemble de la plaine et de simuler les fluctuations de la cote des gravières en réponse aux forçages appliqués. Seront présentés ici les résultats relatifs aux performances du modèle de la Bassée dans ce dernier domaine, en cherchant à identifier dans un premier temps les forçages et paramètres auxquels il est le plus sensible. On se référera à Jost et al. (2017) pour une estimation du bilan hydrologique des gravières et à Picourlat (2018) pour une analyse des variations d'amplitude de la cote des gravières à l'échelle de l'ensemble de la plaine. Deux gravières situées à l'aval de la Bassée, dans le secteur d'Egligny-Vimpelles, sont choisies pour illustration et font, ou ont fait partie, du réseau de surveillance hydrologique mis en place dans le cadre du PIREN-Seine (voir localisation en Figure 8.10). L'une se trouve à proximité de la Vieille Seine, à une distance d'environ 1,5 km de la Seine (T6G2 dans la nomenclature du réseau) et la seconde, à seulement 50 m de la Seine (T6G4).

La comparaison des réponses hydrodynamiques de ces deux gravières permet d'étudier premièrement l'impact de la distance à la Seine sur l'amplitude annuelle simulée de leur niveau d'eau (Figure 8.11a). A proximité de la Seine, la cote de la gravière reproduit fidèlement les fluctuations de la cote imposée en rivière. L'amplitude maximum est atteinte lors de la crue de janvier 2018, avec une hausse de l'ordre de 2,5 m de son niveau, comparativement aux basses eaux précédant l'épisode. Le signal est naturellement atténué, lissé et déphasé avec l'éloignement à la Seine. Le marnage n'est plus que d'environ 1 m à l'hiver 2018 et la cote des hautes eaux n'est pas la plus élevée de la série temporelle, contrairement au cas précédent.

Le niveau d'eau calculé dans les gravières varie de concert avec les niveaux piézométriques simulés dans les alluvions et la craie à l'amont de la gravière (Figure 8.11b). L'évolution temporelle de la cote de la gravière amont est en particulier très similaire à celle de la charge de la craie. A proximité de la Seine, la cote de la gravière est voisine des charges simulées dans les nappes de la craie et des alluvions lors des récessions printanières, du fait d'un léger déphasage temporel du pic de crue. Elle leur devient alors même supérieure en cas de crue majeure.

Pour compléter l'analyse, une comparaison des cotes simulées de la gravière amont est faite pour trois configurations différentes témoignant, au regard du cas de base (simulation initiale notée *i*), de l'impact des paramètres hydrodynamiques des aquifères, ici le coefficient d'emmagasinement S des alluvions, combiné à la prise en compte de la variation temporelle de la cote de la Seine (Figure 8.11c). Deux simulations supplémentaires en régime transitoire ont ainsi été conduites *i*) pour des valeurs de S globalement inférieures (simulation *s*) puis *ii*) en y associant une condition aux limites stationnaire en Seine correspondant aux basses eaux (simulation *n*). Il apparaît que la réponse de la gravière est dépendante des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère, l'amplitude de sa cote étant plus prononcée à plus faible coefficient d'emmagasinement de la couche des alluvions. D'autre part, même à distance de la Seine, ses fluctuations dictent celles de la gravière qui, en leur absence, ne répondent principalement qu'aux fluctuations de la recharge.

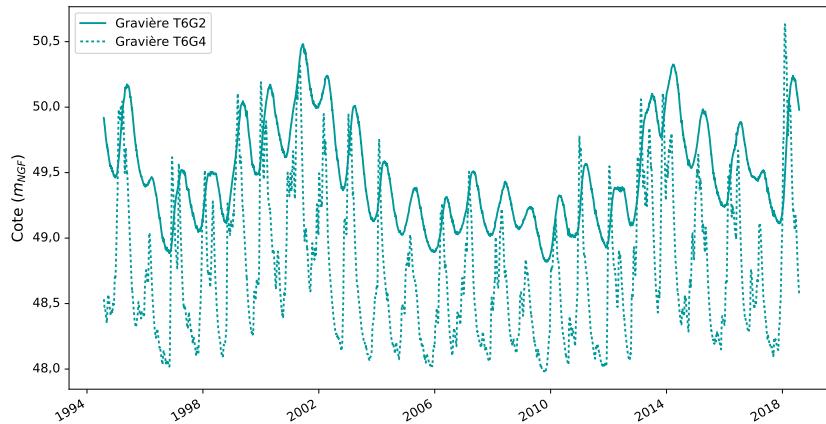
Cet examen mérite d'être étendu à toutes les gravières de la Bassée et à l'ensemble des forçages et paramètres auxquels elles sont sujettes, de façon à en hiérarchiser l'influence relative, préalablement à l'étape d'assimilation des observations spatiales et *in situ* à des fins de calibration du modèle.

4 Conclusion

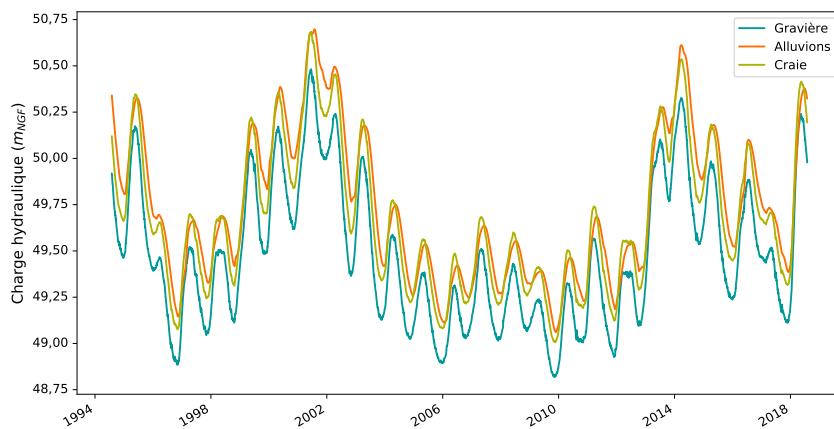
A l'issue de la phase VII du PIREN-Seine, nous disposons d'un outil mathématique conçu pour le suivi du bilan d'eau des lacs de gravière drainés par des flux d'eau souterraine. Ce module, dénommé LIBWET, est intégré dans la chaîne de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS et couplé au calcul des charges hydrauliques dans les aquifères adjacents. Il permet de simuler l'évolution temporelle des niveaux d'eau dans les gravières, en réponse aux forçages météorologiques qui leur sont appliqués et compte tenu des caractéristiques hydrologiques et physiques de leur environnement local. On montre en particulier au moyen d'expériences *in silico* que la cote moyenne d'une gravière donnée est déterminée par le degré de colmatage de ses berges et de son lit (Partie 2). Les gravières faiblement colmatées sont en équilibre hydrodynamique avec les aquifères adjacents et, ainsi représentatives des conditions d'écoulement régnant dans ceux-ci, elles offrent la possibilité d'un suivi des ressources en eau de l'hydrosystème.

L'impact du colmatage aux interfaces entre gravière et nappes se traduit également dans le marnage des gravières, d'autant plus prononcé que les berges et le lit sont peu perméables (Picourlat et al., 2018) mais également déterminé par les propriétés hydrodynamiques des aquifères au voisinage du plan d'eau (Colleoni, 2019). Les facteurs de contrôle des fluctuations de la cote des plans d'eau incluent aussi naturellement l'évolution temporelle du bilan net entre les précipitations reçues par la gravière et ses pertes évaporatoires ou encore celle de la recharge des nappes. L'influence de la variation de la cote en rivière est majeure mais s'atténue avec la distance.

(a) Comparaison entre gravière amont et aval.



(b) Comparaison entre gravière T6G2, alluvions et craie.



(c) Comparaison entre différentes configurations de simulation.

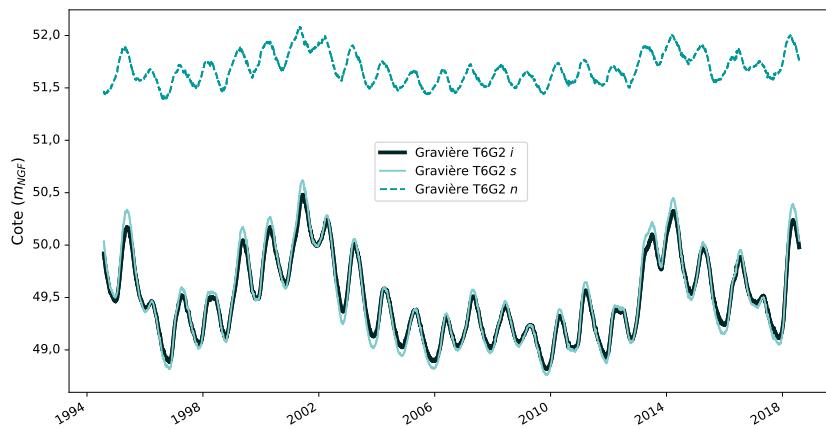


FIGURE 8.11. Simulations de l'évolution temporelle des cotes de deux gravières de la Bassée de 1994 à 2018.

Le module de simulation des gravières étant validé, il est actuellement en cours de mise à jour, pour une plus grande flexibilité d'utilisation, concernant notamment le calcul de l'évaporation. La future comparaison aux flux de surface simulés par le modèle de lac FLAKE sur la base d'un bilan d'énergie et appliquée aux mêmes objets (Bernus et al., 2018) devrait être informative quant au choix de la méthode d'estimation la plus appropriée. A plus long terme, un calcul équivalent du bilan énergétique spécifique aux gravières pourrait être intégré dans LIBWET et couplé au transport de chaleur dans les aquifères déjà implémenté dans CAWAQS, pour la prise en compte des interactions thermiques entre nappes et gravières.

Du point de vue hydrodynamique, l'assimilation des pseudo-observations de variation du niveau des gravières déjà générées par le simulateur SWOT, combinée aux mesures *in situ* acquises dans la Bassée depuis quelques années, contribuera à renforcer la chaîne de modélisation par la mise en place d'une procédure d'ajustement des paramètres de calibration du modèle de lac, en vue d'un outil d'interprétation opérationnel au lancement du satellite prévu le 24 septembre 2021.

Réactivité de la plaine alluviale de la Bassée

Nicolas Flipo^{1,*}, Edith Parlanti^{2,**}, Fulvia Baratelli¹, Agnès Rivière¹, Anne Jost^{4,***}, Mahaut Sourzac², Jean-Marie Mouchel⁴, Gilles Varrault³, Sophie Guillon¹, Mohamed Saad³,

¹ MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

² Université de Bordeaux, UMR EPOC 5805 CNRS, Talence

³ LEESU, Université Paris-Est, UMR MA 102, Créteil

⁴ Sorbonne Université, Metis, Paris

* nicolas.flipo@mines-paristech.fr

** edith.parlanti@u-bordeaux.fr

*** anne.jost@sorbonne-universite.fr

Résumé

La plaine alluviale de la Bassée, située en amont de la confluence entre la Seine et l’Yonne, est un territoire caractérisé par la nécessité de concilier des usages différents mais dont le fonctionnement hydro-biogéochimique reste largement méconnu.

Parallèlement aux études de modélisation numérique présentées dans le chapitre 6, un système de suivi des échanges hydriques a été mis en place depuis 2015 afin de mieux cerner le fonctionnement hydrologique de la Bassée. Dans le but d’y associer un fonctionnement biogéochimique, deux campagnes de mesure ont été organisées en période de crue (mars 2017) et en période d’étiage (novembre 2017).

Ce rapport présente une analyse des mesures effectuées en rivière, dans sa plaine alluviale et dans l’aquifère régional du Crétacé supérieur pour plusieurs paramètres : température, composition isotopique des eaux en oxygène-18, pH, conductivité électrique, concentrations en oxygène dissous, en nitrates et en carbone organique dissous (COD). La qualité de la matière organique dissoute a été caractérisée par spectroscopie optique.

Les données thermiques indiquent très clairement une infiltration de la rivière vers sa plaine alluviale lors de la montée de crue. L’analyse des paramètres biogéochimiques montre que la rivière est peu réactive lors de la crue alors que la plaine alluviale et la craie seraient le siège d’une activité hétérotrophe significative de dénitrification. L’aquifère régional de la craie semble être caractérisé par des apports des eaux de surface très oxygénées et fortement chargées en nitrates à l’amont et à l’aval du site étudié.

En période d’étiage, des apports importants de la craie à la plaine alluviale auraient lieu dans plusieurs secteurs de la Bassée. Les eaux souterraines semblent être caractérisées par la même activité de dénitrification observée en crue, avec de très fortes concentrations en nitrates dans les eaux souterraines en amont de la Bassée.

Il conviendra d’approfondir notre compréhension de la dynamique hydro-biogéochimique du site en menant de nouvelles campagnes en situations contrastées de conditions hydrologiques.

Points clés

- Deux campagnes de mesure multi-paramètres ont été effectuées pour comprendre le fonctionnement hydro-biogéochimique de la Bassée ;

Pour citer cet article : F. Flipo et al., Réactivité de la plaine alluviale de la Bassée dans Fonctionnements hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau, A. Rivière et al. (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

- Des infiltrations de la Seine dans les alluvions sont identifiées pendant la montée de crue. La craie semble alimenter la plaine alluviale en période d'étiage ;
- Une activité hétérotrophe de dénitrification est identifiée dans les eaux souterraines du secteur central de la Bassée, en crue comme en étiage.

Sommaire

Contents

1	Introduction	202
2	Le système de mesure	203
2.1	Paramètres physiques	203
2.2	Paramètres biogéochimiques	204
3	Le contexte hydrologique de la campagne de mesure	207
4	Analyse des paramètres hydro-biogéochimiques	208
4.1	Température	208
4.2	Rapport isotopique de l'oxygène	211
4.3	Oxygène dissous	214
4.4	Conductivité électrique	215
4.5	pH	216
4.6	Carbone organique dissous	216
4.7	Qualité de la matière organique	217
4.8	Concentration en nitrates	222
5	Synthèse des analyses	222
5.1	Analyse en composantes principales des données	222
5.2	Bilan des échanges hydriques pendant une période de crue	223
5.3	Bilan des échanges hydriques pendant une période d'étiage	225
5.4	Bilan de réactivité	226
6	Conclusions	226

1 Introduction

La plaine alluviale de la Bassée est un secteur de la plaine alluviale de la Seine en amont de Paris, située entre les confluences Seine-Aube et Seine-Yonne. Elle s'étend sur une longueur de 60 km et une largeur de 8 km environ, pour une surface de 320 km² (Bendjoudi, 2000; Labarthe and Flipo, 2016). La carte géologique de cette région montre que le substrat de la plaine alluviale est constitué par la craie du Crétacé supérieur (Figure 9.1).

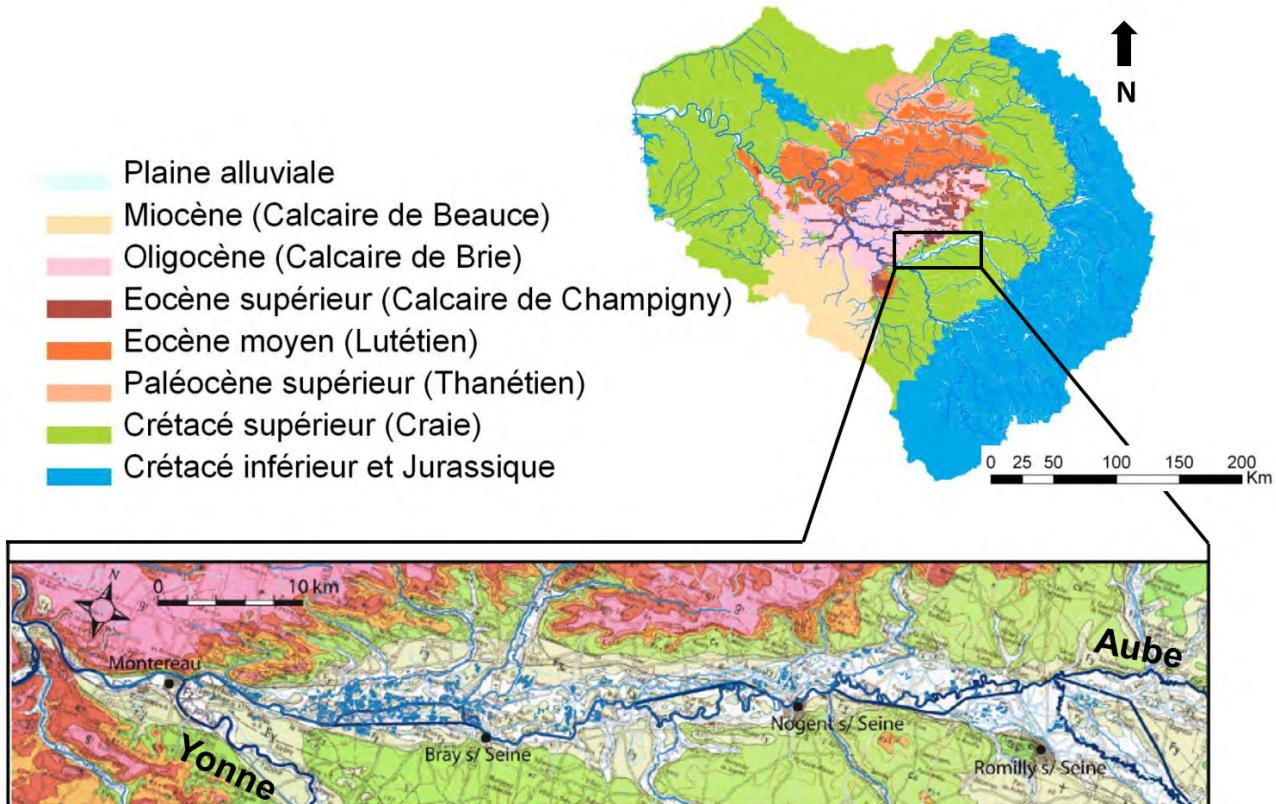


FIGURE 9.1. Localisation de la plaine alluviale de la Bassée et carte géologique (Labarthe, 2016 ; Labarthe and Flipo, 2016).

La Bassée est une zone humide d'importance nationale pour son remarquable patrimoine de biodiversité. Une réserve naturelle de 854 ha, la plus grande en Ile de France, a été créée en 2002 afin de protéger ce patrimoine. Cette région a aussi été classée réserve d'eau souterraine stratégique pour la future alimentation en eau potable (Bel, 2015). La Bassée est aussi un territoire à forts enjeux politico-économiques et environnementaux, liés par exemple à la présence d'une centrale nucléaire à Nogent-sur-Seine, des captages de la Voulzie pour l'alimentation en eau potable de la ville de Paris ainsi que d'importants gisements de granulats. A cela s'ajoutent des projets d'aménagement tels que la mise à grand gabarit du canal de navigation entre Nogent et Bray-sur-Seine et la construction de casiers écrêteurs de crue dans le secteur aval de la Bassée. D'autre part, des problématiques de décroissance de certaines communes, comme Romilly-sur-Seine, ont été mises en évidence (Lainé, 2016), ce qui pourrait conduire à un surdimensionnement des approvisionnements et des traitements des ressources en eau. La Bassée représente ainsi un territoire à enjeux, où la nécessité de concilier des usages différents demande le développement d'un projet de territoire viable.

Pour toutes ces raisons, la Bassée est un site étudié depuis longtemps dans le cadre du PIREN-Seine (Tajjar, 1993; Greiner, 1997; Schanen et al., 1998; Schanen, 1998; Fustec et al., 2001; Curie et al., 2003; Weill et al., 2013; Labarthe et al., 2014; Guillon et al., 2016, 2018; Wang et al., 2016; Steinmann et al., 2016; Jost et al., 2017; Picourlat et al., 2018). En ce qui concerne le fonctionnement hydrologique, plusieurs premières approches de modélisation numérique (Labarthe and Flipo, 2016; Jost et al., 2017; Picourlat et al., 2018) ont mis en avant une dynamique complexe d'échanges hydriques entre la rivière et sa nappe alluviale d'accompagnement mais aussi entre la nappe alluviale et l'aquifère régional de la craie. En effet, des flux spiralaires entre la plaine alluviale et l'aquifère régional sont simulés à l'échelle régionale (Labarthe and Flipo, 2016). Les flux infiltrés au sein de la plaine alluviale passent par l'aquifère régional avant d'alimenter l'interface nappe-rivière au droit de la rivière en aval du point d'infiltration. En période sèche, ces flux se resserrent autour de la rivière, alors qu'en période humide l'ensemble de la plaine alluviale est impliquée dans leur genèse (Labarthe and Flipo, 2016).

En période de crue, une dynamique complexe d'échange entre la plaine alluviale et la rivière est aussi simulée. En effet, l'augmentation rapide du débit modifie localement les conditions aux limites de la plaine alluviale, de sorte que des réinfiltrations locales de la rivière s'établissent. Le maximum d'infiltration est atteint alors que la phase d'augmentation du débit n'est pas terminée. Dès l'établissement de la phase de hautes eaux, l'importante infiltration en rivière observée lors de la montée de la crue cesse. L'établissement de cet équilibre s'explique par un stockage de l'eau au sein de la plaine alluviale qui bloque les écoulements latéraux (Tóth, 1962). Durant la phase de récession, un drainage des eaux stockées dans la plaine alluviale a lieu, initiant le resserrement des flux螺旋aires autour de la rivière (Labarthe and Flipo, 2016).

L'étude du fonctionnement hydrologique de la Bassée doit aussi prendre en compte la présence de plusieurs gravières, résultat d'une intense activité d'extraction de granulats. Le module Libwet (Wang et al., 2016) a été implanté avec l'objectif d'évaluer l'impact des gravières sur les écoulements souterrains par simulation numérique.

Les études de modélisation nécessitent des données de terrain pour être validées. Pour cela, un système de suivi haute-fréquence de pression et température a été mis en place en 2015 (Mouhri et al., 2014). De plus, deux campagnes multi-traceurs, incluant la mesure des paramètres biogéochimiques, ont été organisées en 2017, l'une en période de hautes eaux, juste avant l'occurrence d'un pic de crue au mois de mars (Baratelli et al., 2017) et l'autre en basses eaux au mois de novembre. L'objectif de cette étude est d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydro-biogéochimique de la Bassée par l'interprétation des données multi-paramètres collectées pendant ces deux campagnes de mesures.

2 Le système de mesure

2.1 Paramètres physiques

Treize stations MOLONARI (MONitoring LOcal des échanges NApp-e-RIVière) ont été installées en 2015 dans la plaine alluviale de la Bassée (Mouhri et al., 2014). Parmi ces stations (Figure 9.2), cinq se trouvent sur la Seine (T1S1, T3S1, T5S1, T6S3, T8S1), une sur l'Aube (T4A1), une sur l'Yonne (T7Y4) et trois ont été installées sur des gravières (T6G2, T6G4, T7G3). Le point Seine T7S2 a été abandonné suite à des actes de vandalisme à l'égard des dispositifs. Au niveau des points T1S1, T3S1, T4A1, T5S1, T6S3 et T8S1 (Figure 9.2), les stations MOLONARI mesurent la pression et la température dans la rivière, dans sa nappe alluviale d'accompagnement et dans l'aquifère de la craie sous-jacent afin d'évaluer les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines. Plus précisément, chaque station est constituée par un triplet de dispositifs : un piézomètre dans les alluvions, un piézomètre dans l'aquifère sous-jacent de la craie et une conduite coudée reliant la berge à l'eau de la rivière (Figure 9.3). A l'échelle de la plaine, un triplet correspond ainsi à un point d'échantillonnage

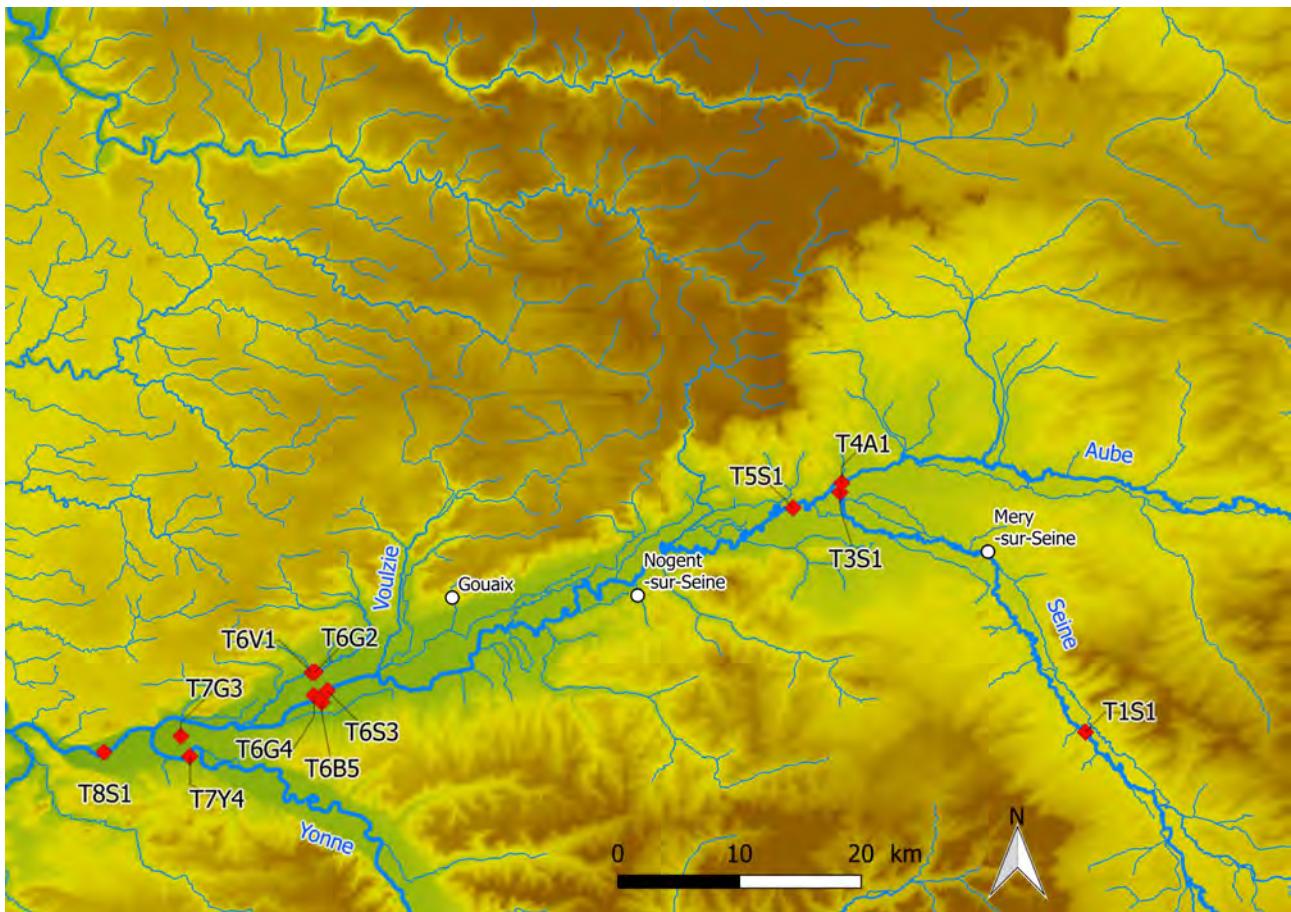


FIGURE 9.2. Localisation des stations MOLONARI dans la Bassée

quasiment vertical de la pression et de la température. Dans les points T6V1, T6B5, T6G4, T7Y4 et T7G3 (Figure 9.2), la station est constituée par un doublet : un dispositif dans les alluvions et un dans la rivière, le bras mort ou la gravière. Pour certaines stations (T6G2, T6V1, T6G4, T7Y4 et T7G3), le dispositif « rivière » est constitué plus simplement par un tube posé directement dans l'eau. C'est le cas des gravières et de certains cours d'eau pour lesquels l'accès direct est possible. Chaque dispositif est muni d'un capteur pour la mesure de la pression et de la température de l'eau en continu avec un pas de temps de 15 minutes. Seulement les données de température sont analysées dans cette étude. En ce qui concerne les données de pression, les trois compartiments (rivière, alluvions et craie) ont des valeurs souvent assez proches. Une analyse fiable de ces données nécessiterait un géoréférencement précis des stations de mesure, opération qui est actuellement en cours.

2.2 Paramètres biogéochimiques

Lors des campagnes de mars et novembre 2017, des échantillons d'eau ont été prélevés en chaque point de mesure et dans chaque compartiment (craie, alluvions, rivière ou gravière) afin de mesurer les différents paramètres biogéochimiques. Au total, 31 échantillons ont été prélevés en mars 2017 (12 dans les alluvions, 7 dans la craie, 9 dans des rivières et 3 dans des gravières) et 29 en novembre (11 dans les alluvions, 7 dans la craie, 9 dans des rivières et 2 dans des gravières), le site T6G4 n'ayant pas pu être échantillonné lors de la campagne de basses eaux. Pour chaque échantillon, les paramètres suivants ont été mesurés directement sur le terrain :

- conductivité,
- concentration en oxygène dissous,
- pH.

Les paramètres suivants ont été mesurés en laboratoire après la campagne :

- rapports isotopiques $\delta^{18}O$ de l'eau (analyse réalisée au Centre de Géosciences, Mines Paris-Tech) et $\delta^{13}C$ du carbone inorganique dissous (analyse réalisée à l'Institut de Physique du Globe de Paris),
- concentration en carbone organique dissous (analyse réalisée au laboratoire LEESU de l'Université Paris-Est),
- indices de qualité de la matière organique (analyse des propriétés optiques réalisée au laboratoire EPOC de l'Université de Bordeaux),
- concentrations des ions majeurs (analyse réalisée à METIS, Sorbonne Université).

La matière organique dissoute-colloïdale (MOD) a été caractérisée d'un point de vue quantitatif par la mesure des teneurs en carbone organique dissous (COD). La teneur en COD comme seul paramètre ne permet cependant pas de rendre compte du type de MOD présente, de son rôle environnemental et des multiples transformations qu'elle peut subir dans les milieux aquatiques. Parmi les outils de caractérisation de la MOD, les techniques de spectroscopie optique, rapides, sensibles et non-invasives, ont été largement utilisées depuis de nombreuses années : spectrophotométrie (Hayase and Shinozuka, 1995; Helms et al., 2008; Stubbins et al., 2012) et spectrofluorimétrie notamment (Mopper and Schultz, 1993; De Souza Sierra et al., 1994; Coble, 1996; Parlanti et al., 2000; Huguet et al., 2009; Ejarque et al., 2017; Harjung et al., 2018). L'investigation des sources et stades d'évolution/dégradation de la MOD a ainsi été réalisée par l'étude de ses propriétés optiques (absorbance UV-Visible et fluorescence 3D). Pour les analyses de MOD, les échantillons ont été filtrés immédiatement après le prélèvement, à travers des filtres en fibre de verre (Whatman, GF/F, 0.70 μm) préalablement pyrolyés à 450°C.

Le rapport isotopique du carbone inorganique dissous $\delta^{13}C$ et les concentrations des ions majeurs ne sont pas analysés dans cette étude et feront l'objet de prochains travaux.

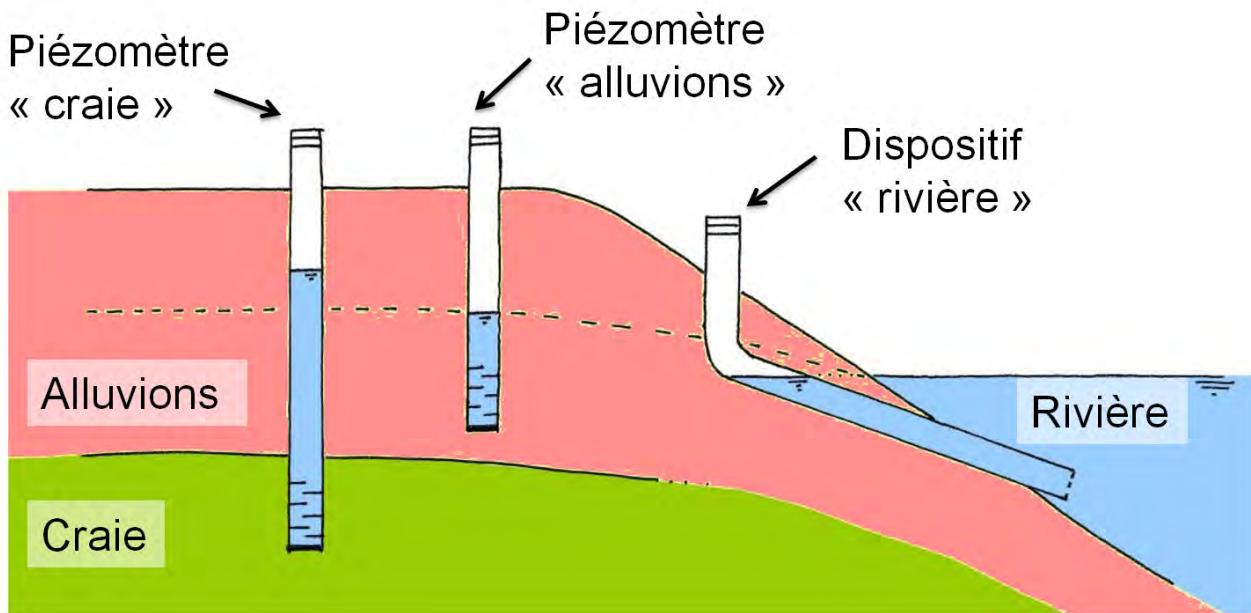


FIGURE 9.3. Schéma d'une station MOLONARI

2.2.1 Concentration en carbone organique dissous

Les mesures des teneurs en carbone organique dissous ont été réalisées par oxydation thermique dans un four à 680°C en présence d'un catalyseur. L'appareil est étalonné à l'aide de gammes d'étalonnage réalisées à partir d'une solution standard de phtalate de potassium diluée à différentes concentrations. Pour chaque échantillon le résultat donné est la moyenne d'au moins trois mesures satisfaisantes en termes d'écart type et de coefficient de variation.

2.2.2 Absorbance de la MOD

La fraction de la MOD qui absorbe à la fois dans les ultraviolets et le visible est appelée matière organique colorée ou chromophorique. La spectroscopie d'absorption UV-visible a été utilisée pour la détermination rapide des propriétés générales de la MOD. Les spectres d'absorbance ont été enregistrés à l'aide d'un spectrophotomètre Jasco V-560.

Afin d'obtenir des informations sur les propriétés de la MOD à partir des spectres d'absorbance (enregistrés entre les longueurs d'onde de 200 et 800 nm), différents indices tels que le SUVA ou les pentes spectrales ont été développés et appliqués à l'étude de la MOD en milieu aquatique.

L'absorbance à 254 nm normalisée par la concentration en COD, appelée SUVA (Specific UV Absorbance), est corrélée avec le pourcentage d'aromaticité de la MOD (Weishaar et al., 2003). Le SUVA est donc considéré comme un indicateur de l'aromaticité, de la réactivité et du caractère hydrophobe ou hydrophile de la MOD en milieu aquatique. Quand sa valeur est haute (> 4), la MOD est dite hydrophobe avec un caractère aromatique fort alors que quand elle est faible (< 3), la MOD est dite hydrophile (Matilainen et al., 2011).

Le rapport des pentes spectrales (S_R) est calculé comme le rapport de deux pentes du spectre d'absorbance $S_{275-295nm}$ pour les courtes longueurs d'onde sur $S_{350-400nm}$ pour de plus grandes longueurs d'onde. Le rapport S_R est négativement corrélé avec la taille de la MOD, quand il augmente le poids moléculaire diminue (Helms et al., 2008).

2.2.3 Fluorescence de la MOD

Une partie de la MOD chromophorique présente des propriétés de fluorescence qui permettent d'obtenir des informations sur sa structure et ses propriétés générales. La fluorescence est une technique très sensible qui permet de caractériser la MOD à partir d'un échantillon aqueux de faible volume sans nécessité de concentration ou d'extraction. La fluorescence tridimensionnelle (ou matrices d'excitation-émission (EEM) de fluorescence) est généralement utilisée pour caractériser la MOD et étudier sa dynamique dans les environnements aquatiques (Carstea et al., 2010; Ejarque et al., 2017; Huguet et al., 2009; Jaffé et al., 2004; Tzortziou et al., 2015).

Les spectres EEM mettent en évidence les différents fluorophores constituant la MOD et donnent des informations sur sa source, sa composition chimique, son état de dégradation et sa réactivité (Ejarque et al., 2017; Fellman et al., 2010; McKnight et al., 2001; Parlanti et al., 2000).

Les spectres ont été enregistrés à l'aide d'un spectrofluorimètre Fluorolog FL3-22 Horiba Jobin-Yvon. Les données semi-quantitatives et qualitatives à prendre en compte sont l'intensité (proportionnelle à la concentration des fluorophores) et la position des maxima de fluorescence qui varient en fonction de la nature et de l'origine des échantillons et dépendent des espèces moléculaires fluorescentes qu'ils contiennent (type de bande = type de matériel organique fluorescent, (Parlanti et al., 2019)). Des indices de fluorescence (HIX, BIX, FI, les rapports d'intensités des bandes de fluorescence α'/α , β/α et γ/α) sont généralement déterminés afin d'estimer les sources et le degré de maturisation de la MOD fluorescente. De fortes valeurs de l'indice d'Humification HIX indiquent la présence d'un matériel organique humifié/aromatique (Huguet et al., 2009; Zsolnay et al., 1999). L'indice d'activité biologique (BIX) permet d'estimer la présence de matière organique fraîchement produite dans le milieu (Vacher, 2004; Huguet et al., 2009). L'indice FI permet d'identifier la contribution relative de MOD terrestre ou aquatique/microbienne (McKnight et al., 2001). Les intensités de fluorescence sont en unités Raman (normalisation des intensités mesurées par l'aire de la bande de diffusion Raman de l'eau pour une excitation à 350 nm).

2.2.4 Rapport isotopique $\delta^{18}O$

La composition isotopique $\frac{^{18}O}{^{16}O}$ de l'eau a été analysée par spectrométrie de masse (Isoprime 100 et Aquaprep) après équilibration avec CO₂. En plus des échantillons d'eau de surface et d'eau souterraine des deux campagnes, le cumul mensuel des précipitations a été collecté à Fontainebleau et sa composition isotopique $\frac{^{18}O}{^{16}O}$ analysée.

La composition isotopique est reportée en notation δ , par rapport au standard VSMOW :

$$\delta^{18}O = \frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{standard}}} - 1,$$

où $R = {}^{18}O / {}^{16}O$.

3 Le contexte hydrologique de la campagne de mesure

La campagne en période de crue s'est déroulée sur trois jours, entre les 15 et 17 mars 2017. La chronique de débit à la station de Bazoches-lès-Bray, en aval de la Bassée, montre que la campagne a eu lieu seulement quelques heures avant le passage d'un pic de crue (Figure 9.4). Le pic de $163 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ a été atteint les 18 et 19 mars 2017. Cette condition hydrologique rend l'analyse des données particulièrement compliquée du fait de cet état très transitoire. En effet, les résultats de la modélisation couplée hydrologique-hydrogéologique (Labarthe and Flipo, 2016) indiquent que l'augmentation du niveau d'eau en rivière pendant la montée de crue détermine une infiltration de la rivière dans les alluvions et que le maximum de cette infiltration se réalise avant le pic de crue. Suite à cette phase, l'infiltration diminue jusqu'à devenir nulle quand le niveau d'eau dans les alluvions dépasse la rivière. Quelques heures avant le pic de crue, les différents sites pourraient donc être caractérisés, selon leur spécificité géologique, par une infiltration de la rivière dans les alluvions ou par une situation d'équilibre.

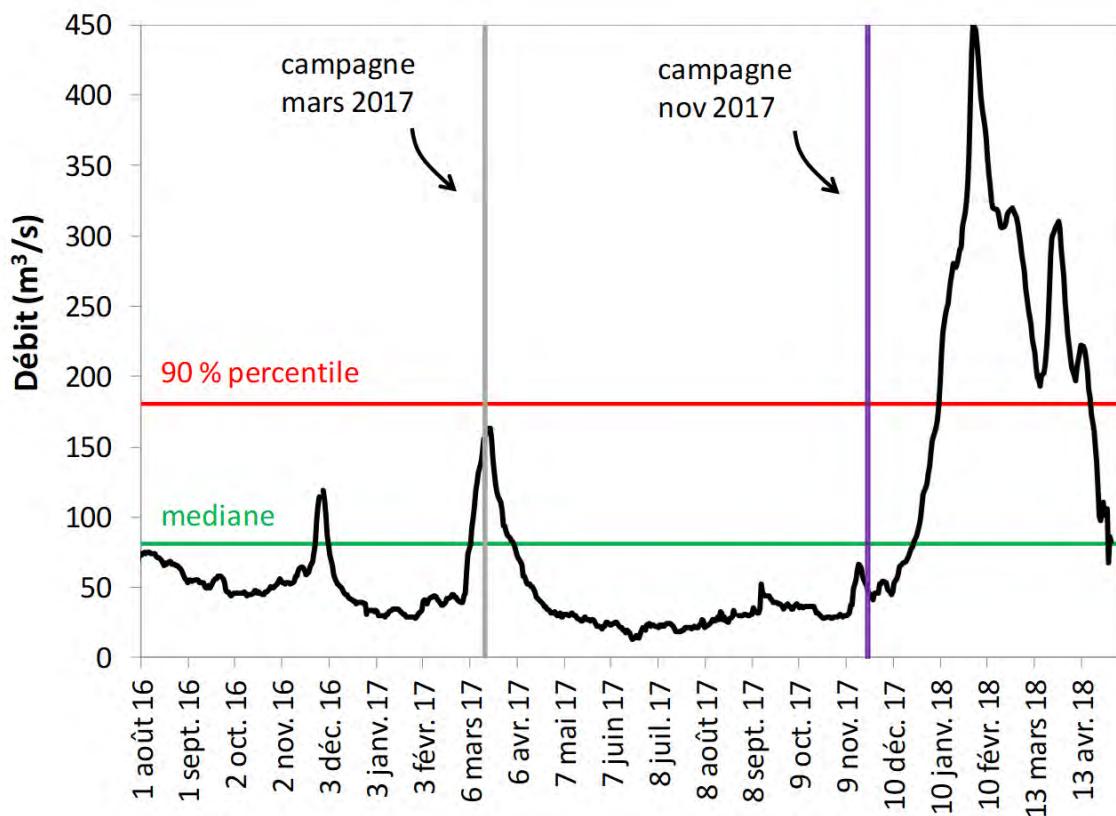


FIGURE 9.4. Débit à la station de Bazoches-lès-Bray. La médiane et le percentile 90, calculés sur la période 1999-2017, sont montrés (<http://www.hydro.eaufrance.fr>). Les périodes de campagnes sont soulignées en gris (mars 2017) et en violet (novembre 2017).

La campagne en basses eaux s'est déroulée du 22 au 24 novembre 2017. La Figure 9.4 montre que la campagne a eu lieu à la toute fin de l'étiage et après un faible événement pluvieux. Le débit à Bazoches-lès-Bray était d'environ $50 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

4 Analyse des paramètres hydro-biogéochimiques

Dans cette étude des données de terrain, seules les stations situées le long de la Seine ont été analysées, afin d'établir un premier cadre de fonctionnement hydro-biogéochimique de la Seine dans la Bassée. Les dispositifs en triplet offrent ainsi la possibilité de décrire le fonctionnement du milieu au droit de la Seine, le long du réseau hydrographique. L'analyse des données des gravières et des affluents fera l'objet de prochains travaux. Dans la suite de ce rapport, les stations MOLONARI seront indiquées avec des noms simplifiés, comme indiqué dans le Tableau 9.1.

TABLEAU 9.1. *Noms simplifiés pour les stations MOLONARI de la Seine.*

Station MOLONARI	Nom simplifié
T1S1	S1
T3S1	S3
T5S1	S5
T6S3	S6
T8S1	S8

4.1 Température

La température est mesurée en continu avec un pas de temps de 15 minutes grâce à des capteurs DIVER. L'analyse de ses évolutions temporelles permet d'évaluer la réponse des différents compartiments (rivière, alluvions, aquifère régional) aux variations journalières et saisonnières des conditions hydrologiques. L'analyse conjointe de la température de l'eau, de celle de l'air et du débit en rivière permet d'établir des hypothèses de connexion entre eaux de surface et eaux souterraines, hypothèses qui peuvent ensuite être confirmées ou modifiées suite à l'analyse des autres paramètres géochimiques.

Les données (Figure 9.5), mesurées à Méry-sur-Seine pour l'air et à la station S3 sur la Seine juste en amont de la confluence avec l'Aube (Tableau 9.1, Figure 9.2), montrent que les températures de la rivière et de l'air sont proches en mars et novembre 2017, légèrement plus faibles en novembre avec des valeurs autour de 9°C et une température de l'eau supérieure à celle de l'air. Les maxima sont atteints en juin 2017.

En mars 2017 (Figure 9.6 a.) la température dans les alluvions est inférieure à la température dans la Seine pour toutes les stations. En se basant sur l'interprétation des chroniques de température dans S5 (Figure 9.7), on peut supposer que cette configuration thermique soit due à des infiltrations des eaux froides de la Seine pendant la montée de crue ou à un temps de réactivité faible des alluvions lié à leur propriétés thermiques.

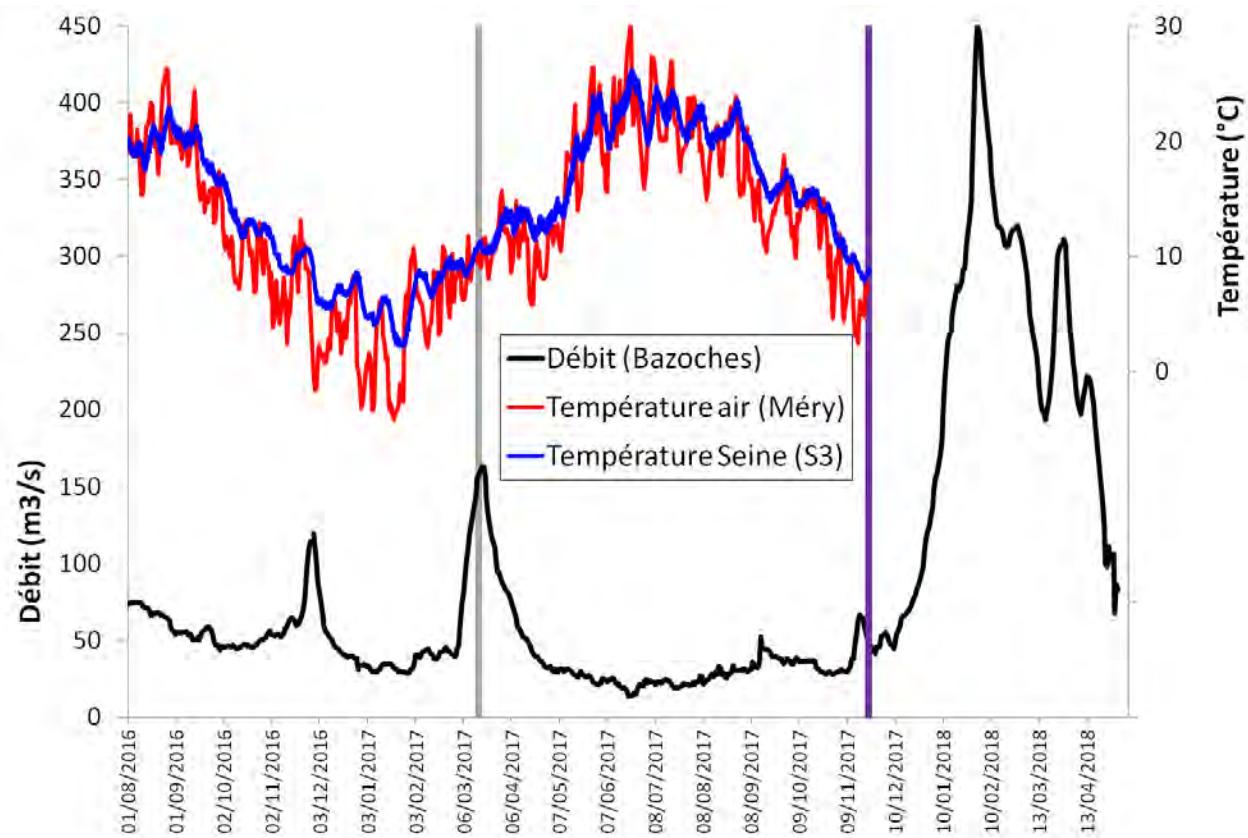


FIGURE 9.5. Température de la Seine (courbe bleue) mesurée à la station S3. Température de l'air (courbe rouge) mesurée à Méry-sur-Seine. La courbe noire montre le débit en rivière mesuré à la station de Bazoches-lès-Bray. Les périodes de campagnes sont soulignées en gris (mars 2017) et en violet (novembre 2017).

Les données mesurées à la station S5 (Figure 9.7), située sur la Seine juste en aval de la confluence avec l'Aube (Tableau 9.1, Figure 9.2), montrent en effet que la température des alluvions répond aux fluctuations de la température en rivière avec un certain temps de retard : la température en rivière est maximale fin août 2016 alors que dans les alluvions, le maximum est atteint en octobre 2016. Ces temps de retard ont également été observés sur le bassin des Avenelles (Rivière et al., 2018). Ces temps de retard sont principalement liés aux propriétés du milieu poreux. Lors de crues, on peut observer une diminution nette de la température dans les alluvions (fin novembre 2016 et début mars 2017). Cette diminution s'explique par une infiltration rapide des eaux plus froides de la rivière dans les alluvions pendant la montée de crue. Dans le cas de la crue de mars 2017, le débit en rivière commence à augmenter le 2 mars. A ce moment-là, la rivière est plus froide que les alluvions (Figure 9.7). La diminution rapide de la température dans les alluvions peut donc être expliquée par des infiltrations de l'eau froide de la rivière qui commencent à avoir lieu pendant la montée de crue. Ce comportement est cohérent avec les résultats de modélisation de Labarthe and Flipo (2016). Au moment de la campagne, le 17 mars, la température de la rivière est supérieure à celle des alluvions (Figure 9.7). En effet, sa réponse à la température atmosphérique est beaucoup plus rapide que pour les alluvions. La température des alluvions est le résultat d'un historique d'échanges surface-souterrain lié au gradient de température, aux conditions hydrologiques et aux propriétés du milieu poreux (Rivière et al., 2018). Cela doit être pris en compte dans l'interprétation des données instantanées de température mesurées au moment de la campagne (Figure 9.6).

Dans certains cas (S3) l'épaisseur de la zone non saturée est assez faible, par conséquent, les flux d'eau ont une influence plus importante. Le refroidissement des alluvions est lié à l'infiltration plus rapide de la pluie à travers le sol.

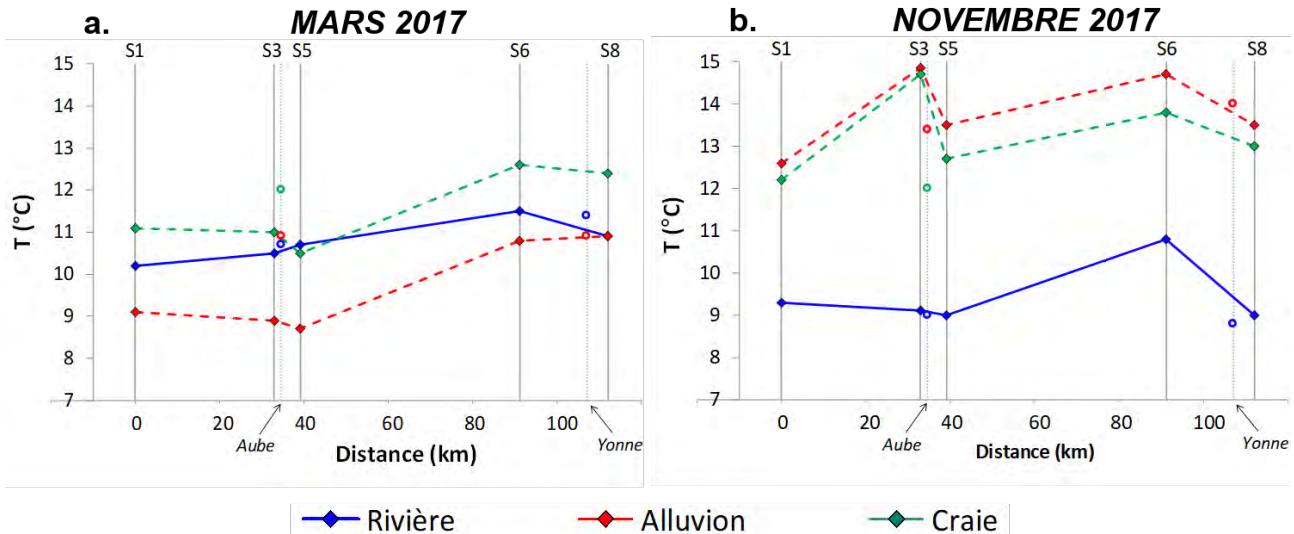


FIGURE 9.6. Température de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine, a) en mars et b) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

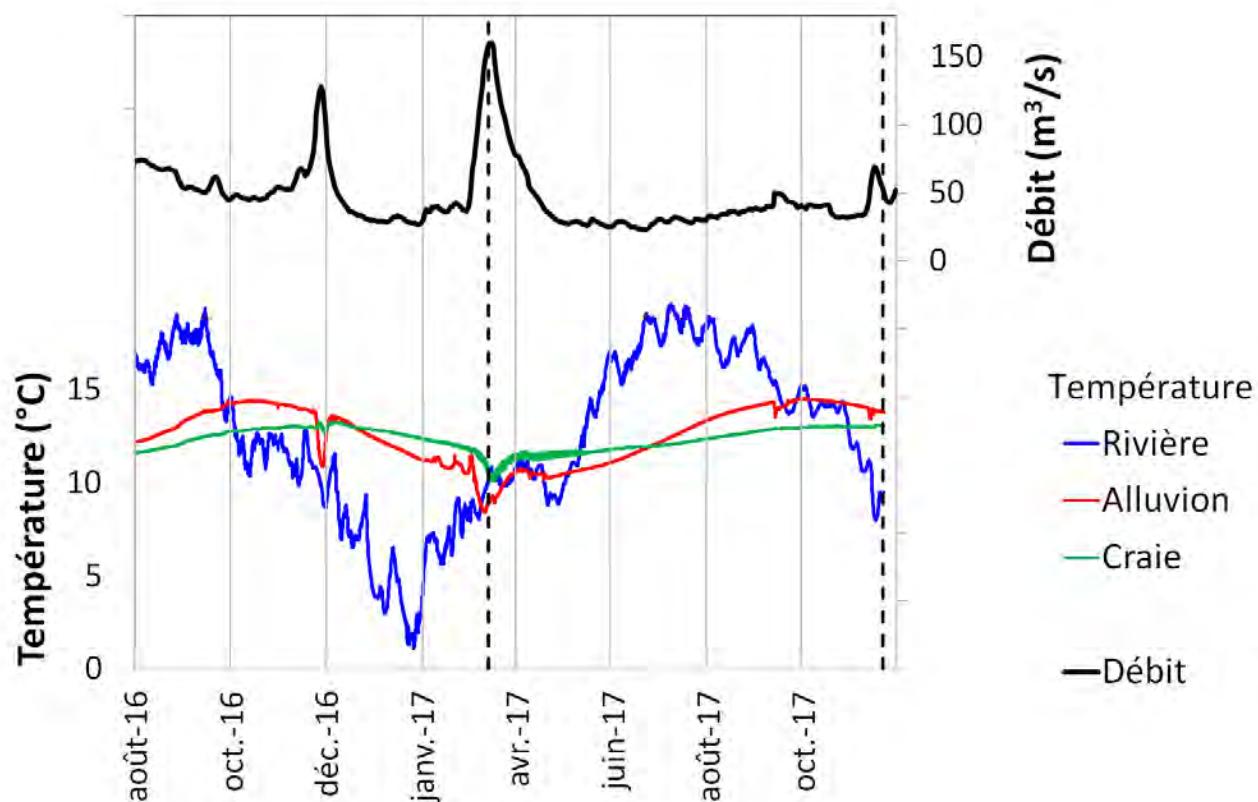


FIGURE 9.7. Température mesurée à la station S5 (rivière, alluvions et craie). La courbe noire montre le débit en rivière mesuré à la station voisine de Pont-sur-Seine. Les lignes pointillées indiquent les campagnes de mars et novembre 2017.

En novembre 2017 (Figure 9.6 b.), la température de la rivière est inférieure à celles des alluvions et de la craie. Cette configuration est observée chaque année à la même période depuis l'installation du système de mesure en 2015 (Figures 9.7 et 9.8). Les déphasages thermiques entre la rivière, les alluvions et la craie sont liés aux propriétés physiques des trois compartiments (Rivière et al., 2018). Le signal de température de la craie est plus amorti que celui des alluvions, ce qui est normal puisque la chaleur va d'abord traverser les alluvions avant d'atteindre la craie. Par conséquent, le déphasage entre la craie et la Seine est plus important que celui des alluvions.

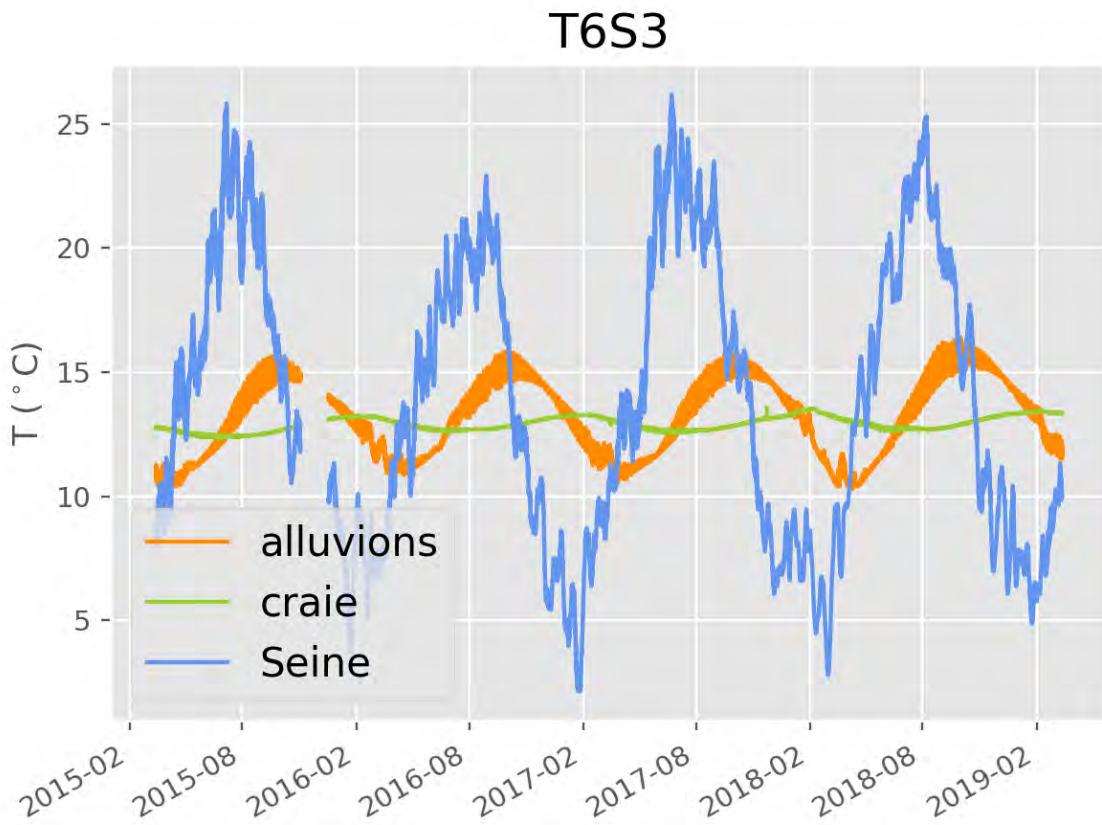


FIGURE 9.8. Température mesurée à la station S6 (rivière, alluvions, craie) à partir de l'installation du système de mesure en 2015.

Les variations de la température le long de la Seine sont similaires dans la craie et les alluvions, avec en mars des eaux plus chaudes d'environ 2°C dans la craie (Figure 9.6 a.) alors qu'en novembre (Figure 9.6 b.), les eaux dans la craie sont légèrement plus froides que celles des alluvions (environ 1°C pour S5 et S6, figures 9.7 et 9.8).

La température paraît être un bon marqueur pour caractériser les infiltrations des eaux de surface dans les eaux souterraines en période de crue, alors qu'en période d'étiage cette grandeur est plus difficile à exploiter. Des simulations thermiques sont néanmoins nécessaires afin de valider les hypothèses posées.

4.2 Rapport isotopique de l'oxygène

Ce paramètre peut être utilisé comme indice de connexion entre les eaux de surface et les eaux souterraines. En effet, le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations est caractérisé par une variabilité annuelle de forme sinusoïdale. Ses valeurs sont corrélées avec la température de l'air, avec des valeurs plus élevées en été et plus faibles en hiver (Figure 9.9).

Dans la rivière, le signal de $\delta^{18}\text{O}$ est généralement très corrélé avec celui de la pluie mais un peu atténué, parce que l'eau de la rivière ne contient pas seulement l'eau de la pluie actuelle mais aussi des eaux plus anciennes ainsi que des eaux souterraines et des eaux de ruissellement.

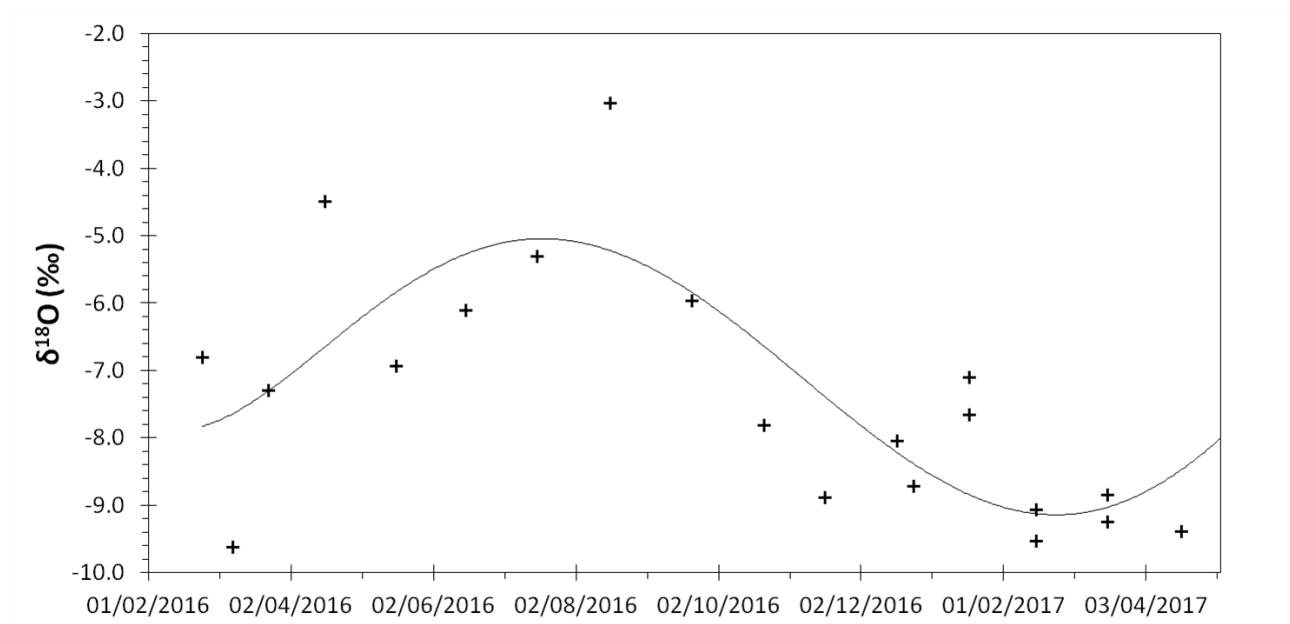


FIGURE 9.9. $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations à Fontainebleau entre février 2016 et avril 2017 : Les croix représentent les données expérimentales. La courbe est un fit polynomial.

D'autre part, les eaux souterraines sont le résultat d'un mélange d'eaux d'origines et d'âges différents, en raison des temps de transfert longs dans les aquifères. Par conséquent, les variations isotopiques de la pluie sont fortement filtrées. Dans l'absence de connexions fortes avec la surface, la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines est donc une valeur uniforme et constante, correspondant à la moyenne annuelle du signal isotopique de la pluie (-7.1 ‰ à Fontainebleau). Néanmoins, la présence de connexions entre les eaux de surface et les eaux souterraines détermine des variations par rapport à ce cadre général. En particulier, l'infiltration des eaux de surface dans le sous-sol modifie la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'aquifère, qui se rapproche de la valeur de la rivière. L'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ permet donc de mettre en place un cadre de connexion entre eaux de surface et eaux souterraines.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans les échantillons prélevés dans les stations le long de la Seine sont montrées en Figure 9.10. Les erreurs associées à ces valeurs sont de 0.1 ‰.

Pour la période de crue, le $\delta^{18}\text{O}$ de la Seine est globalement inférieur à celui des eaux souterraines (Figure 9.10 a.). Cela est l'effet des précipitations, qui, en fin d'hiver, sont caractérisées par un $\delta^{18}\text{O}$ inférieur à celui mesuré en été. Durant la campagne de mars 2017, le rapport isotopique de la pluie à Fontainebleau est d'environ -9 ‰. L'eau de la rivière a un rapport isotopique variant entre -7.2 ‰ et -6.9 ‰, qui sont des valeurs inférieures à celles observées dans l'aquifère de la craie. Cela indique que l'eau de la rivière contient une grosse contribution de ruissellement de surface. L'augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ entre S3 et S5 est liée à la confluence avec l'Aube, pour laquelle le rapport isotopique est significativement supérieur à celui de la Seine. Cette situation pourrait être expliquée par une contribution des eaux de surface au débit de l'Aube inférieure par rapport à la Seine, ou par des précipitations caractérisées par une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ plus importante sur le bassin de l'Aube.

Pour S1, en mars 2017, on observe des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ très proches pour la rivière, les alluvions et la craie. Cela indiquerait des flux hydriques importants entre rivière et alluvions et entre alluvions et craie. Entre S3 et S5 $\delta^{18}\text{O}$ diminue dans les alluvions. Cela ne peut pas être l'effet de l'Aube, pour laquelle les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont supérieures à ceux de la Seine pour tous les compartiments. Par conséquent, la diminution de $\delta^{18}\text{O}$ entre S3 et S5 est probablement due à une infiltration de la rivière dans les alluvions. Les alluvions au niveau des stations en aval (S6 et S8) semblent avoir moins d'échange avec les eaux de la rivière, car les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans les alluvions sont plus proches de celles de la craie (Figure 9.10 a.).

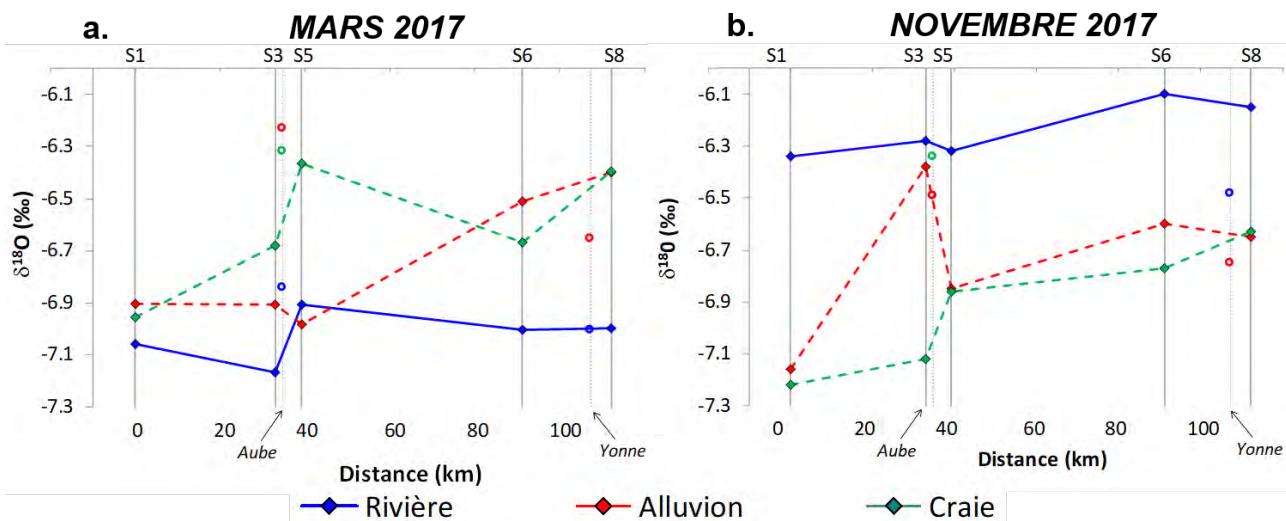


FIGURE 9.10. Rapport isotopique de l'oxygène de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans la craie en mars 2017 (Figure 9.10 a.) ne sont pas uniformes, mais présentent une variabilité importante à cause des interactions avec la surface. En particulier, la faible valeur de $\delta^{18}\text{O}$ dans S1 et sa diminution entre S5 et S6 indiquerait une connexion directe entre la craie et les eaux de surface, qui pourrait être expliquée par des conduits karstiques. En S8 craie et alluvions sont caractérisés par des valeurs similaires de $\delta^{18}\text{O}$, ce qui indiquerait des apports de la craie vers les alluvions.

On peut remarquer que, en moyenne, le $\delta^{18}\text{O}$ dans la craie en mars 2017 (Figure 9.9) est supérieur au $\delta^{18}\text{O}$ moyen annuel de la pluie (-7.1 ‰). Cela pourrait être expliqué par les incertitudes de la mesure, mais aussi par la présence d'évaporation dans le sol, qui rend le $\delta^{18}\text{O}$ de la recharge supérieur à celui de la pluie.

Pendant la période d'étiage en novembre 2017 (Figure 9.10 b.), le $\delta^{18}\text{O}$ de la Seine est plus élevé qu'en mars et varie entre -6.4 et -6.1 ‰. Ces valeurs sont cohérentes avec le rapport isotopique de la pluie à Fontainebleau qui dans la même période est d'environ -6.4 ‰. L'intervalle de variabilité de $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines reste similaire à celui observé en période de crue. Par conséquent, le $\delta^{18}\text{O}$ de la Seine est supérieur à celui des eaux souterraines pour toutes les stations de mesure.

En S1 les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont similaires dans la craie et dans les alluvions mais pas dans la Seine. Cela indiquerait des flux hydriques importants entre craie et alluvion mais, à la différence de mars, il n'y aurait pas d'infiltration significative des eaux de surface dans les eaux souterraines. La même configuration est observée en S5 et en S8.

En revanche, la forte augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ dans les alluvions entre S1 et S3 pourrait indiquer des apports de surface aux alluvions, ce qui n'avait pas été observé en mars. Entre S3 et S5 l'effet de la confluence avec l'Aube, ainsi que l'absence des apports de surface, conduit à une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ dans les alluvions et à son augmentation dans la craie. Entre S5 et S6, l'augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ dans les alluvions pourrait être due à des apports de surface.

La tendance à l'augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ d'amont en aval (Figure 9.10) pourrait être expliquée par la tendance régionale à l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations en s'éloignant de la côte. Une influence des reliefs est aussi possible ($\delta^{18}\text{O}$ diminue avec l'altitude d'environ -0.5 ‰ tous les 100 m).

4.3 Oxygène dissous

La figure 9.11 présente la concentration d'oxygène dissous pour les deux campagnes et dans les trois compartiments. La concentration en oxygène dissous est influencée à la fois par les écoulements (échanges eaux de surface – eaux souterraines) et par la réactivité.

En mars 2017, les alluvions sont en général assez bien oxygénées (Figure 9.11 a.). Cela est cohérent avec les infiltrations indiquées par l'analyse de la température et du rapport isotopique $\delta^{18}O$. La présence significative d'oxygène dans les alluvions, devrait favoriser une action bactérienne hétérotrophe. Entre S1 et S5, l'oxygène dans les alluvions augmente à cause d'apports soutenus des eaux de surface, notamment en S5. En revanche, entre S5 et S8, on observe une diminution qui pourrait être expliquée par des apports de surface faibles et par une activité hétérotrophe intense qui consomme l'oxygène présent. En S5, les concentrations d'oxygène dans la rivière et dans les alluvions sont à l'équilibre, ce qui confirme la forte connexion entre rivière et alluvions déjà observée après l'analyse de $\delta^{18}O$ (Figure 9.10 a.).

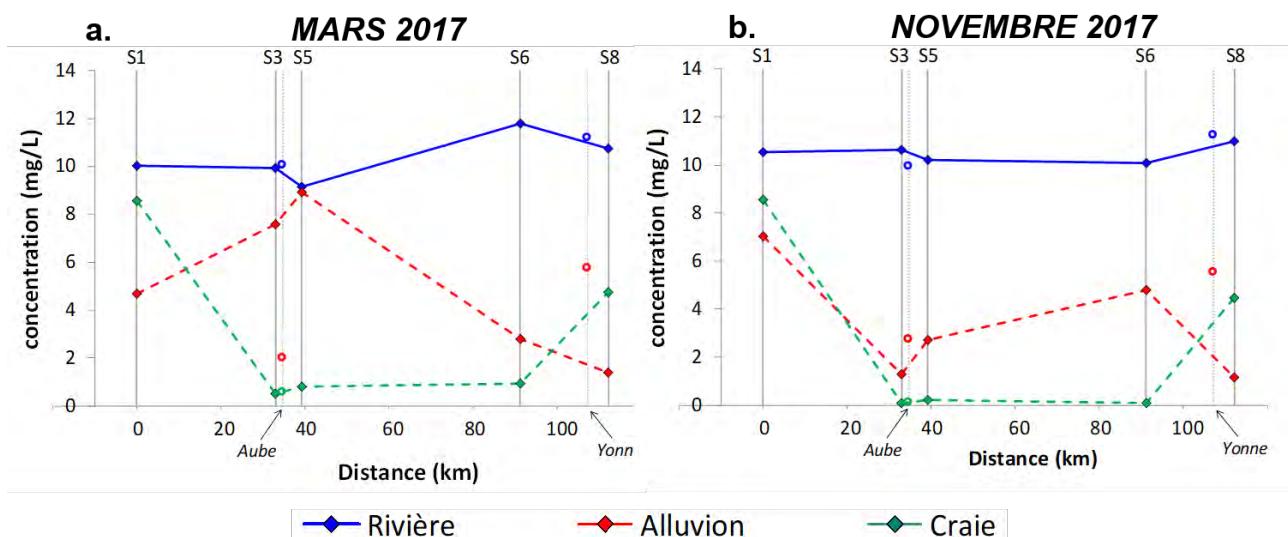


FIGURE 9.11. Concentration d'oxygène dissous dans la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

Les concentrations en oxygène dissous sont quasiment identiques en mars et en novembre 2017 (Figure 9.11) sauf pour les alluvions en S3 et S5 qui sont beaucoup plus anoxiques en période d'étiage (Figure 9.11 b.) ce qui montre un fonctionnement très différent de l'hydrosystème dans ce secteur, comme c'était déjà montré par les valeurs de $\delta^{18}O$ (Figure 9.10 b.). La faible concentration d'oxygène en S5 est cohérente avec l'absence d'infiltrations importantes de la Seine dans les alluvions montrée par les valeurs de $\delta^{18}O$. En revanche, en S3 les valeurs de $\delta^{18}O$ semblaient indiquer des apports de la Seine aux alluvions. La faible concentration d'oxygène en S3 pourrait donc être expliquée par des réactions hétérotrophes. La craie est caractérisée par une forte concentration d'oxygène dans S1 (Figure 9.11). Cela confirme pour mars 2017 l'analyse de $\delta^{18}O$, qui montrait une connexion directe entre craie et surface. En novembre, les données de $\delta^{18}O$ semblent indiquer l'absence de cette

connexion craie-surface. Les valeurs élevées de concentration en oxygène dissous dans la craie pourraient donc être dues à l'absence de consommation de l'oxygène qui a enrichi la craie en période de crue, ou alors à des possibles connexions de la craie avec des canaux latéraux de la Seine. En novembre les alluvions sont encore plus riches en oxygène qu'en mars. En étiage, cela ne peut pas être expliqué par les infiltrations de l'eau de la Seine. Ces fortes concentrations en oxygène dissous pourraient être dues aux flux hydriques provenant de la craie mis en évidence par les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$. Dans les deux campagnes de mesure, la craie est très pauvre en oxygène dans les stations S3, S5 et S6, ce qui indiquerait l'absence d'apports de surface significatifs. Néanmoins, l'analyse de $\delta^{18}\text{O}$ a montré, qu'en mars entre S5 et S6, il y aurait une connexion directe entre craie et surface. La faible quantité d'oxygène peut donc être expliquée par des réactions hétérotrophes.

4.4 Conductivité électrique

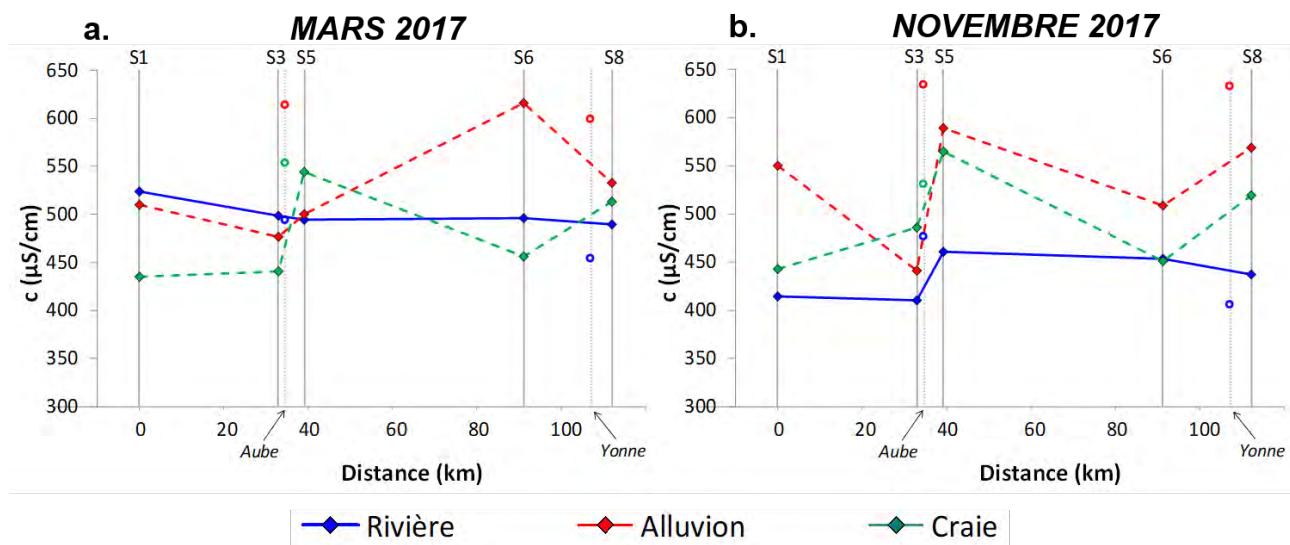


FIGURE 9.12. Conductivité de l'eau de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

En mars 2017 (Figure 9.12a.), entre S1 et S3, la conductivité dans les alluvions et dans la craie est inférieure à celle dans la Seine. Cela est probablement dû aux infiltrations de la Seine. La conductivité dans la Seine décroît de l'amont vers l'aval. Cela indique que les apports de surface sont prédominants. Entre S3 et S5 on peut remarquer l'influence de l'Aube sur les valeurs de conductivité des alluvions et de la craie. La conductivité de la craie en S6 revient ensuite à la même valeur que en S3. En revanche, la conductivité des alluvions augmente entre S5 et S6. Cela pourrait marquer une connexion entre la surface et les alluvions ou la contribution de sources d'eau différentes telles que les rejets urbains ou industriels.

En novembre 2017 (Figure 9.12 b.), le profil de conductivité dans la craie est très similaire à celui observé au mois de mars. L'intervalle de variabilité de la conductivité des alluvions reste le même qu'en période de crue, mais le profil est assez différent. On observe notamment une forte valeur de conductivité en S1, puis une diminution significative entre S1 et S3, ce qui pourrait être dû à des infiltrations des eaux de surface dans les alluvions. Alors qu'en crue la conductivité augmentait entre S5 et S6 (Figure 9.12 a.), montrant une mise en connexion forte entre les eaux de surface et les alluvions via les gravières dans le secteur, la diminution observée en novembre montrerait une alimentation de la craie vers les alluvions et/ou rivière (Figure 9.12 b.).

La contribution de l'Aube en étiage est beaucoup plus marquée qu'en crue pour les trois compartiments et notamment pour l'eau de rivière, alors qu'en crue c'était la Seine qui contrôlait la conductivité.

Il est difficile d'établir un lien direct entre la conductivité et les échanges d'eau entre la rivière et la plaine alluviale. En effet, la conductivité dépend aussi des réactions.

4.5 pH

La figure 9.13 présente le pH dans les trois compartiments pour les deux campagnes. Le pH dans la Seine en mars 2017 indique une légère augmentation de l'amont vers l'aval (Figure 12). Cela pourrait être expliqué par une légère activité photosynthétique. En effet, le CO₂ dans l'eau forme de l'acide carbonique qui fait diminuer le pH. La photosynthèse consomme le CO₂ et fait donc augmenter le pH de l'eau. Cette hypothèse reste cependant à confirmer du fait de la faiblesse de la variation longitudinale de pH. En novembre 2017, cette augmentation du pH est observée seulement dans le secteur entre S1 et S3. Les équilibres carbonatés devront être pris en compte lors de la prochaine campagne d'échantillonnage.

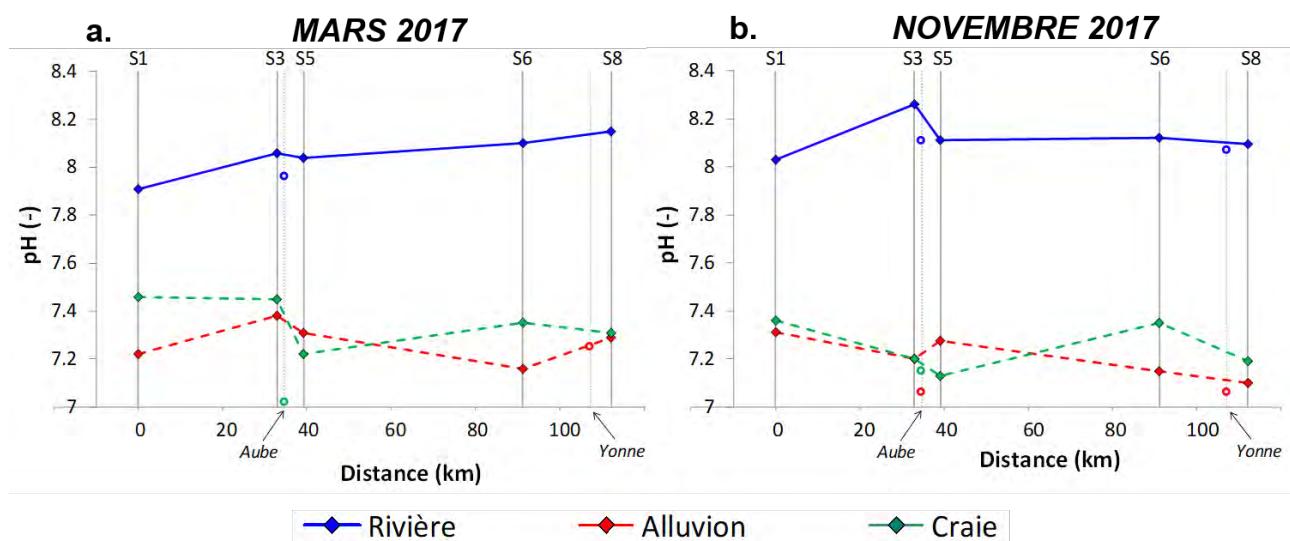


FIGURE 9.13. pH de l'eau de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

Le pH dans les alluvions et dans la craie est significativement inférieur au pH dans la rivière (Figure 9.13 a.), même dans S5 en mars 2017 où les autres paramètres ont indiqué de fortes infiltrations de la rivière dans les alluvions. Cela peut être expliqué par la présence d'activité hétérotrophe comme suggéré par les valeurs d'oxygène.

4.6 Carbone organique dissous

En mars 2017, le Carbone Organique Dissous (COD) dans la Seine est assez stable de l'amont à l'aval (Figure 9.14a.), avec une légère augmentation entre S3 et S5 due à la contribution de l'Aube. La concentration de COD dans la Seine est globalement supérieure à celle mesurée dans les eaux souterraines. Cela s'explique par les apports de matière organique à la rivière à travers le ruissellement de surface. Dans les alluvions, le COD augmente significativement entre S3 et S5, ce qui est cohérent avec les apports de surface indiqués par l'analyse de la température, du δ¹⁸O et de l'oxygène dissous (Figures 9.6a., 9.10a. et 9.11a.). A partir de S5, les alluvions sont donc riches en COD et constituent un bon substrat pour une activité bactérienne hétérotrophe. En effet, entre S5 et S6 une diminution de COD est observée, ce qui peut être expliqué par la consommation bactérienne. Dans le même secteur, une diminution de COD est observée dans la craie (Figure 9.14a.).

En novembre 2017, la concentration de COD dans la Seine reste supérieure à celle mesurée dans les eaux souterraines (Figure 9.14 b.). Les valeurs de COD dans la Seine sont très proches de celles observées en mars, avec une légère tendance à l'accroissement d'environ $0,3 \text{ mg.L}^{-1}$ le long des tronçons S1-S3, S5-S6 et S6-S8. L'augmentation de COD entre S6 et S8 peut être expliquée par l'influence de l'Yonne, alors que pour les tronçons S1-S3 et S5-S6 cette augmentation peut être due à la combinaison de deux effets : d'une part, les apports en COD par le ruissellement de surface, d'autre part, une faible consommation bactérienne en rivière.

Nous observons le même profil de COD dans la craie entre mars (Figure 9.14a.) et novembre (Figure 9.14b.) 2017. En revanche, nous observons des différences notables pour les alluvions en S1 et S5, où la concentration de COD mesurée en novembre est significativement inférieure à celle mesurée en mars. Cela est cohérent avec le cadre de connexion indiqué par les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 9.10b.), selon lequel en novembre il n'y aurait pas d'apports des eaux de surface aux alluvions en S1 et S5. Les eaux souterraines ne sont donc pas enrichies en COD par les apports de surface. Une consommation bactérienne continue à avoir lieu dans les alluvions à l'aval de S5 et détermine la diminution de la concentration de COD.

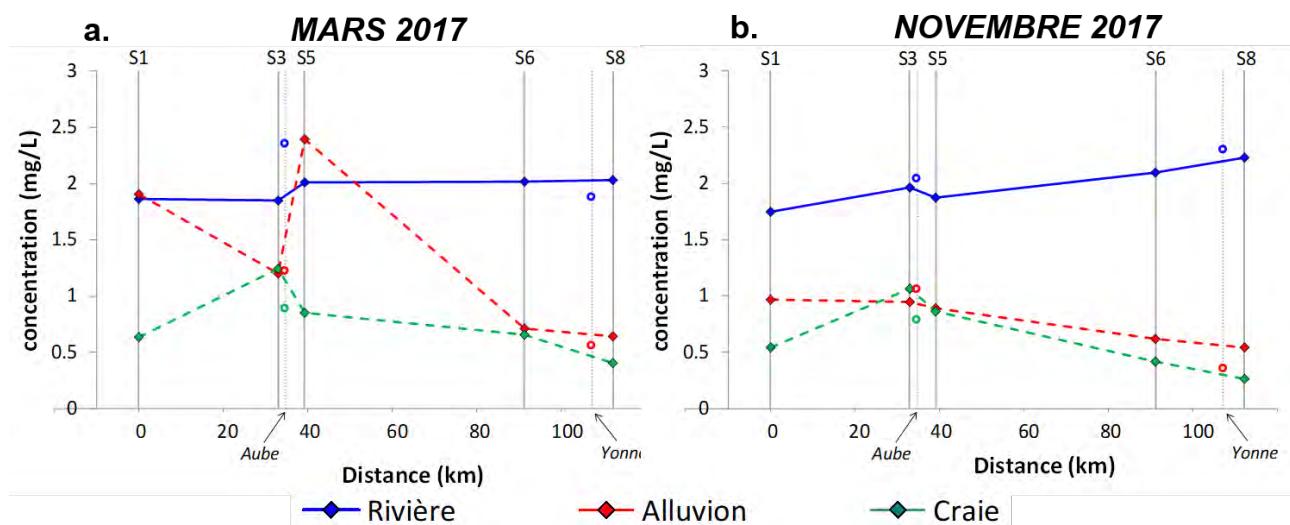


FIGURE 9.14. Concentration de carbone organique dissous dans l'eau de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

4.7 Qualité de la matière organique

Afin de préciser le devenir du COD, des analyses de spectroscopie optique ont été réalisées pour caractériser la matière organique au niveau des différentes stations. En particulier, l'indice d'humification (HIX, Figure 9.15) est un paramètre caractérisé par des valeurs élevées (>15) quand la matière organique est plutôt humifiée/aromatique. Les valeurs de HIX diminuent pour des composés présentant un degré d'aromaticité et un caractère hydrophobe moindres souvent associés à des masses moléculaires plus faibles.

La matière organique est plus mature/aromatique dans la rivière qu'en profondeur en période de crue (Figure 9.15a.). Cela est probablement l'effet du ruissellement de surface pendant la montée des eaux, qui apporte à la rivière une quantité importante de matière organique du sol.

Globalement la valeur de HIX dans la craie est deux fois moins élevée que dans la rivière au mois de mars, indiquant une autre origine de la matière organique que celle de la rivière au moment de la crue. Ceci dit, mise à part la confluence avec l’Aube, l’augmentation du HIX d’amont en aval entre S1 et S3 semblerait indiquer une transformation de la matière organique qui deviendrait plus aromatique et hydrophobe suivant l’écoulement de l’eau, indiquant une transformation lente de la MO au sein de l’aquifère de la Craie, ou d’autres apports de MOD (par exemple par des canaux latéraux de la Seine) ou encore une relation craie-surface en S3. Le HIX quantifié dans les alluvions est cohérent avec le mélange identifié des eaux de l’aquifère de craie, présentes avant la montée de crue, avec celles de la Seine, à plus fort caractère terrigène (Figure 9.15a.).

Pour S5 en mars 2017 la matière organique dans les alluvions présente un caractère plus réfractaire en raison de la connexion très forte avec la Seine déjà identifiée. Entre S5 et S6, HIX diminue dans les alluvions, la matière organique devient moins aromatique à cause des apports de la craie, et des faibles apports de la Seine aux alluvions, eux aussi déjà mis en évidence par les autres variables étudiées.

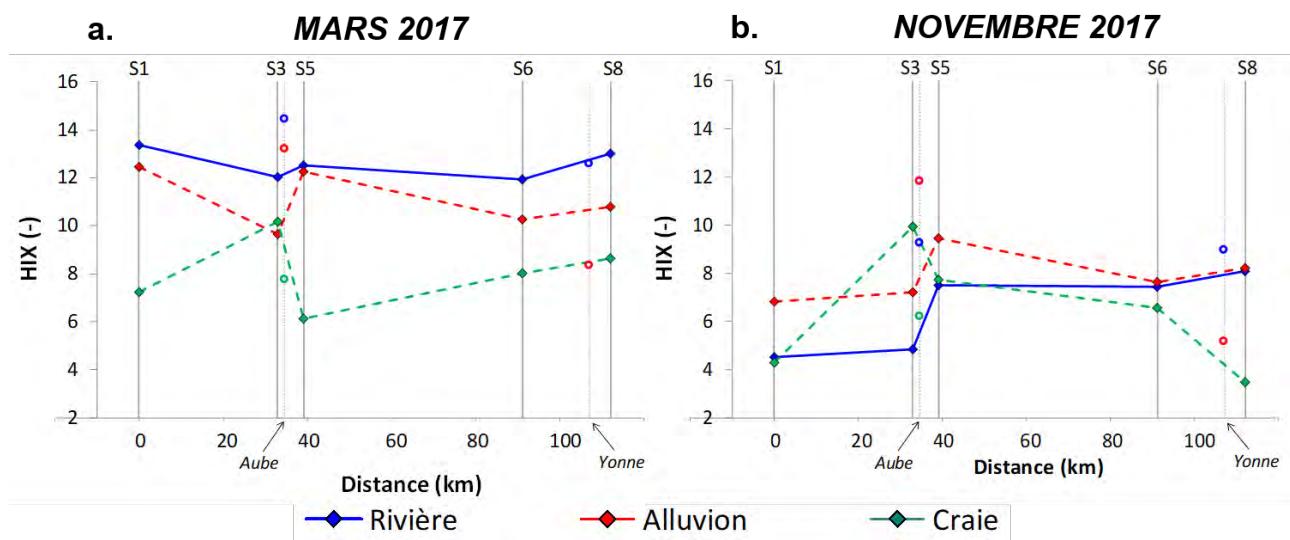


FIGURE 9.15. Indice d’humification (HIX) de l’eau de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l’Aube et dans l’Yonne.

En novembre 2017 (Figure 9.15b.) les valeurs de HIX sont globalement plus faibles et notamment dans l’eau de la Seine (<8) indiquant une composante autochtone de la MOD plus importante qu’en mars et des apports terrigènes moindres. Nous observons (Figure 9.15b.) une augmentation de HIX d’amont en aval entre S1 et S3 dans la craie encore plus notable qu’en période de crue qui confirmerait une transformation lente de la MOD au sein de l’aquifère de la Craie suivant l’écoulement de l’eau. La diminution observée de S3 à S8, hormis la confluence de l’Aube, semble indiquer une utilisation/dégradation de la MOD, ou d’autres types d’apports de MOD. La diminution de HIX dans les alluvions entre S5 et S6 traduirait également une décomposition/consommation de la MOD dans les alluvions et/ou une connexion craie-alluvions, confirmant les résultats de $\delta^{18}\text{O}$.

L’indice BIX (Figure 9.16) traduit l’activité biologique dans le milieu. Il varie généralement entre 0.4 et 1. De fortes valeurs de BIX indiquent une matière organique plus labile fraîchement produite dans le milieu, pour laquelle une activité bactérienne de dégradation est possible. Les données montrent qu’au moment du pic de crue (Figure 9.16a.), l’activité biologique semble plus conséquente dans les eaux souterraines que dans la Seine. Les valeurs de BIX pour la Seine sont plus élevées pendant l’étiage (Figure 9.16b.), traduisant une source autochtone de MOD plus importante qu’en mars 2017, et globalement toujours plus faibles que pour les eaux souterraines, à l’exception de S3 ce qui pourrait traduire une connexion nappes – rivière en ce point.

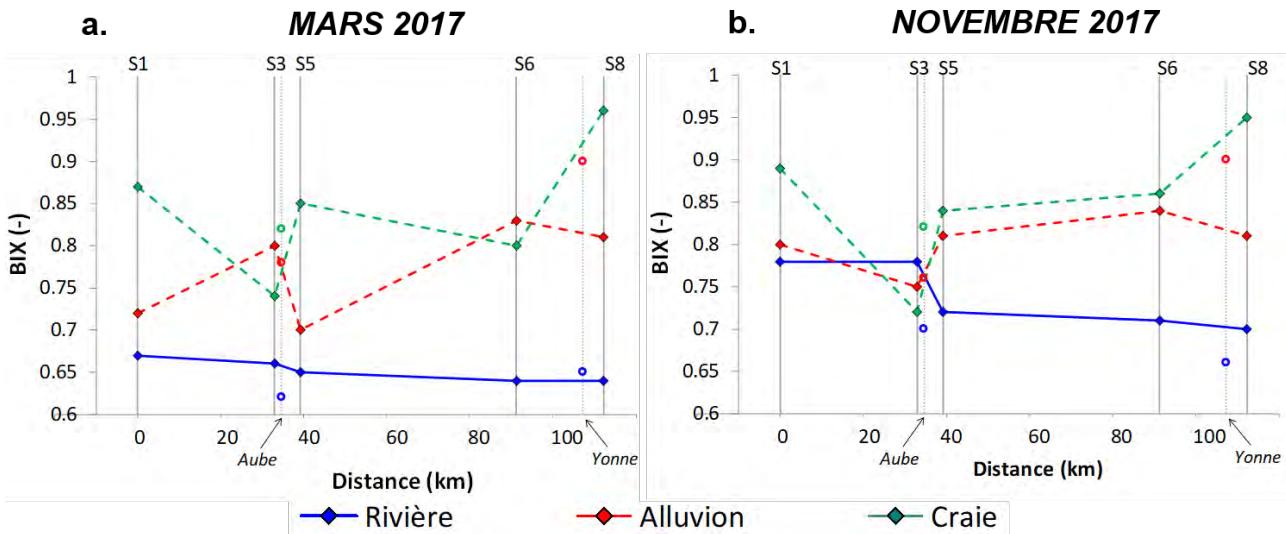


FIGURE 9.16. Indice d'activité biologique (BIX) de l'eau de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) dans les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

Entre S3 et S5 le BIX dans les alluvions diminue en mars 2017 (Figure 9.16a.) en lien avec la connexion alluvion – rivière déjà identifiée parce que la matière organique terrigène apportée par le ruissellement est moins facilement transformable. Il y a quand même plus d'activité biologique dans les alluvions que dans la rivière. Entre S5 et S6 (Figure 9.16a.), l'indice BIX dans les alluvions augmente conjointement à une diminution du COD (Figure 9.14) et de l'oxygène (Figure 9.11). Cela est caractéristique d'une activité hétérotrophe dans ce secteur.

La Figure 9.17a. montre des caractéristiques de MOD contrastées entre les trois compartiments : sources terrigènes majoritaires pour les eaux de rivière ; forte activité biologique et faibles apports terrestres dans la craie ; mélange des sources dans les alluvions avec des similitudes entre alluvions et rivière pour S1 et S5 confirmant les connexions déjà mentionnées entre ces deux compartiments

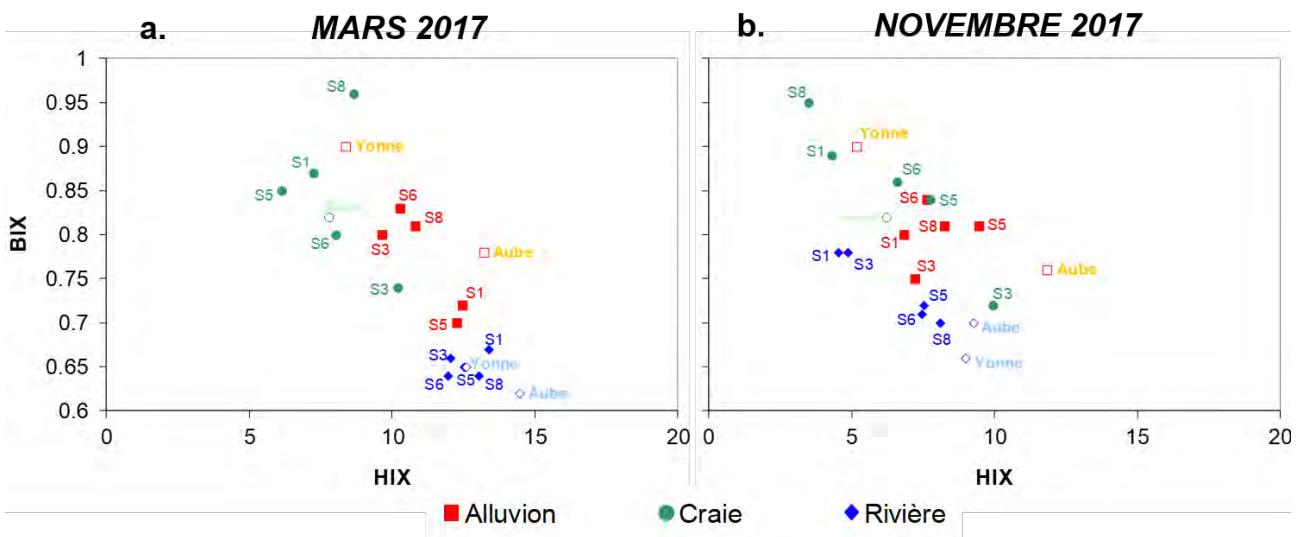


FIGURE 9.17. Indice d'activité biologique (BIX) en fonction de l'indice d'humification (HIX) pour les stations le long de la Seine (symboles pleins) ainsi que dans l'Aube et l'Yonne (symboles vides) a.) en mars et b.) en novembre 2017.

Les valeurs de HIX mesurées en mars 2017 (Figure 9.16a.) pour les eaux de surface, moyennement élevées (<15), traduisent la présence de matériel organique mature et aromatique d'origine terrestre et sont cohérentes avec les valeurs de cet indice mesurées pour les échantillons de la campagne de février 2013 en période de crue (PIREN-Seine phase VI) dans la même zone géographique. L'ensemble des échantillons de rivière sont globalement caractérisés par une activité biologique en moyenne relativement élevée également du même ordre de grandeur que pour les eaux de surface étudiées lors de la crue de février 2013 ($0.6 < \text{BIX} < 0.7$). En novembre 2017 (Figure 9.17b.) les eaux de surface se différencient toujours des eaux des nappes souterraines avec des valeurs de HIX globalement inférieures à 10 et de BIX supérieures à celles observées en période de crue (>0.65 et même >0.75 pour S1 et S3) ces valeurs sont également cohérentes avec celles obtenues pour les échantillons des campagnes de 2011 et 2012 en période d'étiage (PIREN-Seine phase VI) dans la même zone géographique traduisant une contribution des sources autochtones plus importantes et des apports terrigènes moindres en basses eaux. La Figure 9.17b. montre des caractéristiques de MOD similaires entre eaux de surface et alluvions pour S1 et S3 voire avec la craie également pour S1 traduisant des connexions possibles entre ces compartiments. On observe également des caractéristiques de MOD semblables qui pourraient indiquer une connexion entre alluvions et craie pour S5 et S6 (Parlanti et al., 2019).

L'indice BIX représenté en fonction de l'indice de fluorescence FI montre en mars 2017 (Figure 9.18a.) des sources microbiennes prépondérantes de la MOD (FI élevé) dans les eaux souterraines et notamment dans la craie. Les eaux de rivières sont caractérisées pour une source terrestre ($\text{FI} < 1.3$). La MOD des alluvions présentent à nouveau des caractéristiques intermédiaires de même que l'échantillon S3 prélevé dans la craie qui montre une signature de MOD plus mature. Ceci pourrait s'expliquer comme décrit précédemment par des phénomènes de transformation lente de la MOD au sein de l'aquifère de la Craie ou par des apports terrigènes dans l'aquifère. La Figure 9.18b. montre à nouveau des connexions possibles en novembre entre alluvions et rivière pour S1 et S3 d'une part et entre craie et alluvions pour S5 et S6 d'autre part.

Comme observé pour l'indice HIX en mars 2017 (Figure 15a.) l'indice d'absorbance UV spécifique (SUVA) montre des valeurs, et donc une aromaticité, plus fortes dans les eaux de surface (Figure 9.19a.), sans pour autant être très élevées ($\text{SUVA} < 4$). Ces observations sont en bon accord avec les résultats obtenus pour l'indice HIX. Les profils observés d'amont en aval sont similaires en période d'étiage pour les indices HIX (Figure 9.15b.) et SUVA (Figure 9.19b.) dans les eaux de rivière.

Il est d'autre part intéressant de souligner que, contrairement aux idées reçues, les plus fortes tailles moléculaires ne sont pas observées pour le matériel plus mature/aromatique des eaux de surface mais pour les eaux souterraines comme montré sur la Figure 9.20. Les plus fortes valeurs de l'indice S_R (et donc les plus faibles masses moléculaires) sont en effet observées pour les eaux de rivière alors que les plus faibles valeurs de S_R sont obtenues pour les échantillons des nappes souterraines caractérisés par une plus forte activité biologique/microbienne. Les fortes tailles moléculaires observées pour les alluvions et la craie, notamment pour S1 et S8, pourraient être caractéristiques de biofilms présents dans ces nappes souterraines.

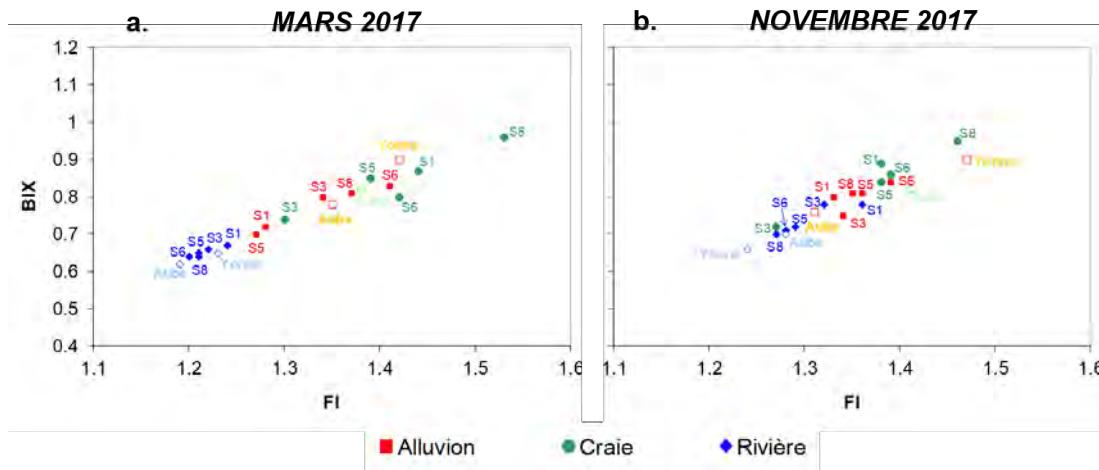


FIGURE 9.18. Indice d'activité biologique (BIX) en fonction de l'indice FI pour les stations le long de la Seine (symboles pleins) ainsi que dans l'Aube et l'Yonne (symboles vides) a.) en mars et b.) en novembre 2017.

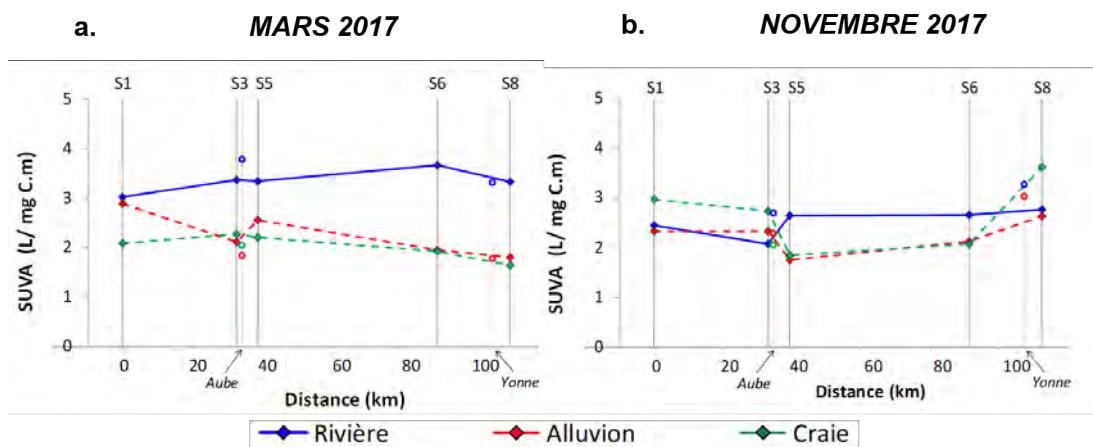


FIGURE 9.19. Indice d'absorbance UV spécifique (SUVA) de l'eau de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) pour les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

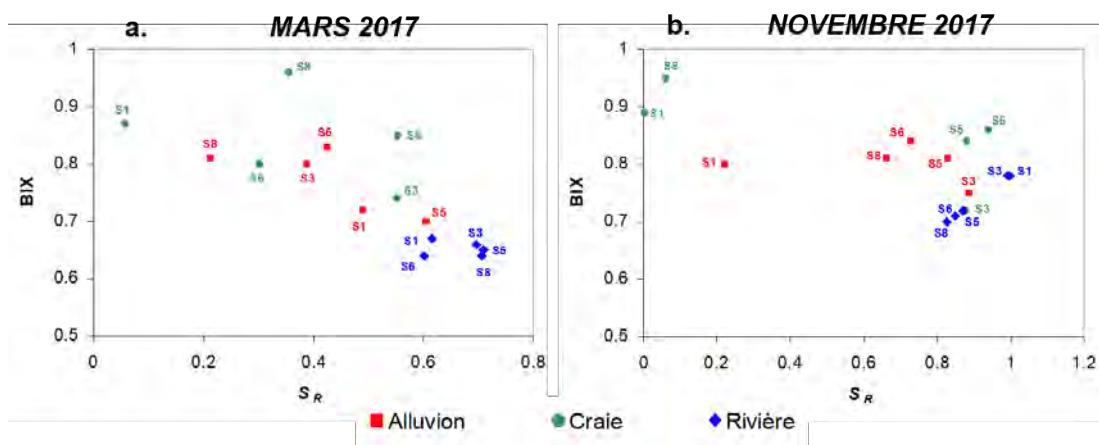


FIGURE 9.20. Indice d'activité biologique (BIX) en fonction du rapport de pentes spectrales S_R pour les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017.

4.8 Concentration en nitrates

La Seine apparaît modérément chargée en nitrates (Figure 9.21) et, globalement, elle contient plus de nitrates que les eaux souterraines, à exception du site en amont de la Bassée (S1). L'aquifère de la craie est caractérisé par une forte concentration de nitrates dans les deux stations en amont (S1) et en aval (S8). En période de crue, cela s'explique avec les apports de surface déjà mis en lumière. En période d'étiage, la forte concentration en nitrates observée en amont de la Bassée est cohérente avec l'hypothèse des apports des canaux latéraux de la Seine à la craie. Dans les deux campagnes, on remarque entre S3 et S6 des concentrations très faibles dans les alluvions et dans la craie. Cela est cohérent avec l'hypothèse d'activité biologique hétérotrophe suggérée par les faibles valeurs de COD et d'oxygène dissous, par les valeurs élevées de BIX et par le faible pH. Une activité de dénitrification semble donc avoir lieu dans les eaux souterraines de la Bassée. En période de crue, cette activité semble avoir lieu notamment dans la craie, où des eaux anoxiques ont été identifiées. En étiage, les deux compartiments souterrains semblent être le siège de cette activité de dénitrification.

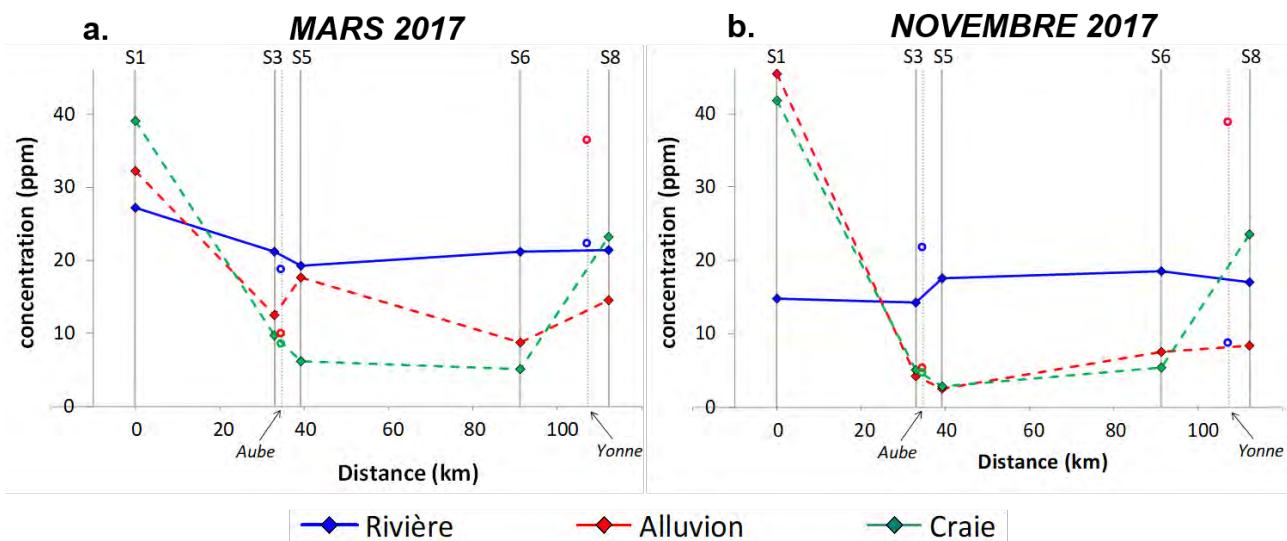


FIGURE 9.21. Concentration de nitrates dans l'eau de la rivière (bleu), des alluvions (rouge) et de la craie (vert) pour les stations le long de la Seine a.) en mars et b.) en novembre 2017. Les cercles représentent les données mesurées dans l'Aube et dans l'Yonne.

5 Synthèse des analyses

5.1 Analyse en composantes principales des données

Une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée sous R pour les sites de la Seine, de l'Aube et de l'Yonne (40 individus) avec pour variables les indices HIX, BIX, FI, SUVA et les paramètres physicochimiques (T° , conductivité, pH, $[O_2]$, % de saturation) (Figure 9.22). La variabilité expliquée par le premier plan est significative (78,56% de l'inertie totale du jeu de données).

La classification réalisée sur les individus fait apparaître 9 clusters (Figure 9.22b.). Deux grands ensembles se distinguent. Le premier regroupe l'ensemble des eaux de surface avec :

- le cluster 9 (en vert foncé sur la Figure 9.22b.) pour les échantillons de mars 2017 (crue), à l'exception de S6;
- le cluster 8 (en jaune sur la Figure 9.22b.) avec S6 de mars et les échantillons de novembre (étiage) à l'exception de S1 et S3;
- le cluster 6 (en rose sur la Figure 9.22b.) avec les eaux de surface S1 et S3 du mois de novembre associée aux échantillons de la craie de S1 prélevés en mars et en novembre;

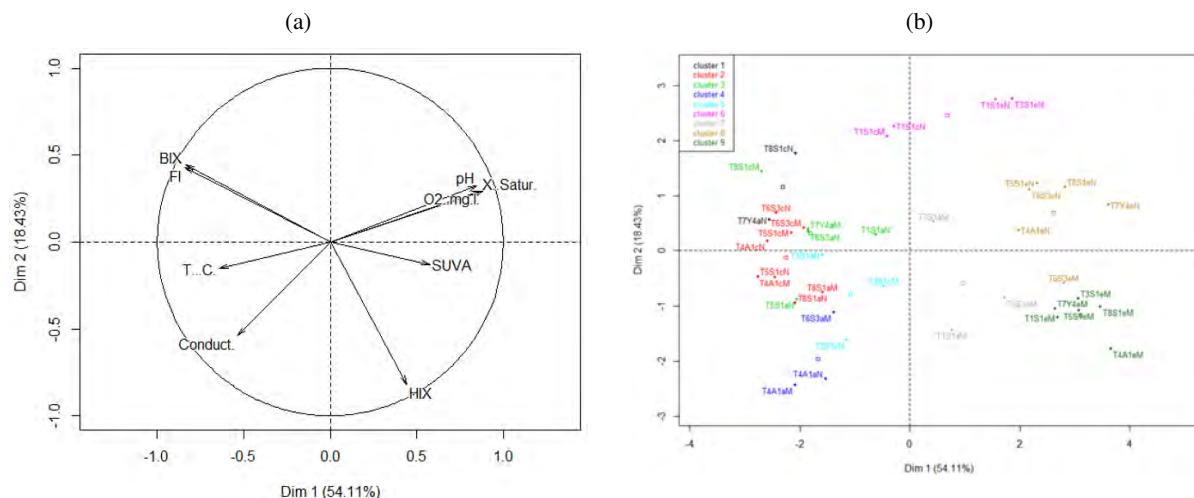


FIGURE 9.22. Analyse en composantes principales pour les 40 échantillons de la Seine, de l'Aube et de l'Yonne avec pour variables : HIX, BIX, FI, SUVA, T° , Conductivité, pH, $[O_2]$, pourcentage de saturation. a) Graphe des variables ; b) Graphe des individus.

d) le cluster 7 (en gris sur la Figure 9.22b.) pour les échantillons de mars des alluvions de S1, S3 et S5.

Les échantillons des nappes souterraines sont majoritairement regroupés dans le second ensemble avec :

- le cluster 2 (en rouge sur la Figure 9.22b.) pour les échantillons de mars et novembre de la craie pour S3, S5 et l'Aube et des alluvions pour S8 ;
- le cluster 3 (en vert clair sur la Figure 9.22b.) pour les échantillons de novembre des alluvions de S1, S5 et S6 ainsi que pour les échantillons de mars pour la craie en S8 et les alluvions du site sur l'Yonne ;
- le cluster 5 (en bleu clair sur la Figure 9.22b.) avec les échantillons de S3 pour la craie en mars et novembre et pour les alluvions en novembre ;
- le cluster 1 (en noir sur la Figure 9.22b.) pour les échantillons de novembre pour la craie en S8 et les alluvions du site sur l'Yonne.

Les résultats de cette ACP suggèrent des flux hydriques importants, notamment :

- . entre les eaux de surface et les alluvions pour S1, S3 et S5 en mars ainsi qu'avec la craie pour S1 ;
- . entre l'eau de surface et la craie pour S1 en novembre ;
- . entre les alluvions et la craie pour S3 en novembre ;
- . entre la craie en S8 et les alluvions du site de l'Yonne en mars et novembre.

5.2 Bilan des échanges hydriques pendant une période de crue

L'analyse des données de la campagne de mars 2017 (période de crue) de température et des paramètres biogéochimiques permet d'établir les types de relations hydrologiques entre les compartiments rivière, alluvions et craie d'amont en aval de la Bassée (Figure 9.23).

En amont de la Bassée (station S1), de fortes infiltrations des eaux de surface dans la craie, possiblement dues à la présence de conduits karstiques, sont indiquées par l'analyse de la température (les alluvions sont plus froides que la rivière), du rapport isotopique $\delta^{18}O$ (valeurs proches entre les trois compartiments), de l'oxygène (forte concentration dans la craie) et de la conductivité (faible dans la craie). Cette configuration est cohérente avec les résultats de l'ACP.

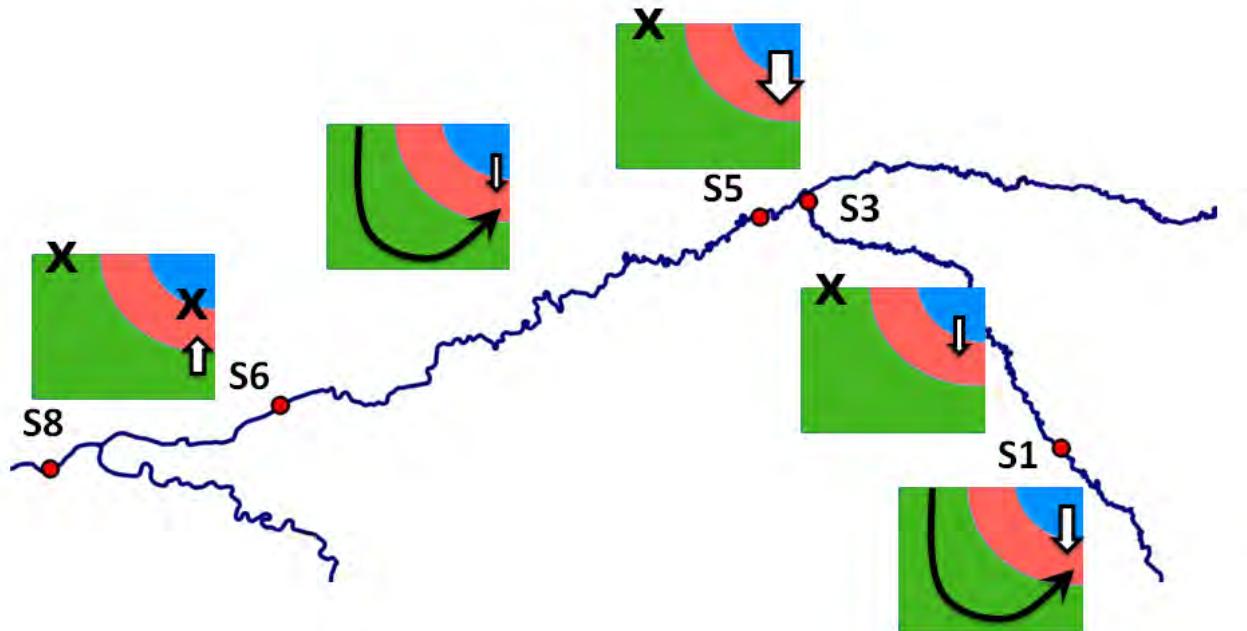


FIGURE 9.23. Synthèse des flux hydriques dans la Bassée (campagne en période de crue - mars 2017).

Entre S1 et S3, les concentrations en oxygène dissous, les conductivités et les indices HIX et BIX indiqueraient des apports de la rivière aux alluvions. Les rapports isotopiques sont compatibles avec cette interprétation en considérant les erreurs de mesure. Cette relation entre les eaux de surface et les eaux des alluvions en S3 est confirmé par l'ACP.

En S5, en aval de la confluence avec l'Aube, la Seine est caractérisée par de fortes infiltrations vers les alluvions, indiquées par les valeurs similaires de $\delta^{18}\text{O}$, d'oxygène dissous, de HIX et de conductivité.

Entre S5 et S6, les données de $\delta^{18}\text{O}$, HIX et BIX montrent des apports directs des eaux de surface dans la craie, de façon similaire à S1. L'infiltration de la rivière dans les alluvions serait montrée par les concentrations en oxygène dissous.

Entre S6 et S8, les valeurs similaires de $\delta^{18}\text{O}$ dans la craie et les alluvions indiqueraient des apports de la craie dans les alluvions. En revanche les apports de surface ne semblent pas significatifs.

Les données de $\delta^{18}\text{O}$, de concentration en oxygène dissous ainsi que les propriétés optiques de la MOD indiquent une contribution significative des alluvions de l'Yonne à la craie en S8, en cohérence avec les résultat de l'ACP.

5.3 Bilan des échanges hydriques pendant une période d'étiage

En période d'étiage (campagne de novembre 2017), les données de température et les paramètres biogéochimique indiquent qu'il y a moins d'infiltrations des eaux de surface dans les eaux souterraines, comme l'on pourrait s'y attendre en période d'étiage (Figure 9.24). En particulier, les fortes infiltrations des eaux de surface dans la craie en amont (S1) et dans le tronçon S5-S6, ainsi que les infiltrations de la rivière dans les alluvions en aval de la confluence avec l'Aube (S5), ne sont plus observées en période d'étiage. Les données de $\delta^{18}\text{O}$ et les propriétés optiques de la MOD indiquent des infiltrations de la Seine dans les alluvions au niveau de S3 ainsi qu'entre S5 et S6.

En ce qui concerne le site à l'amont de la Bassée (S1), les données de $\delta^{18}\text{O}$ indiquerait l'absence d'apports de surface à la craie. Cette configuration semble en désaccord avec les fortes concentrations en oxygène dissous et en nitrates ainsi que avec les propriétés optiques de la matière organique observées en S1. Une possible explication est la présence de flux hydriques entre la craie et les canaux latéraux de la Seine. Cette hypothèse devra être validée à travers un échantillonnage des eaux de ces canaux.

Les deux compartiments des alluvions et de la craie semblent globalement en lien, notamment dans S1, S5 et S8 (valeurs similaires de $\delta^{18}\text{O}$ et analyse des propriétés optiques de la MOD). Cela pourrait être expliqué par une alimentation des alluvions par la craie.

Comme dans la période de crue, les données de $\delta^{18}\text{O}$, de concentration en oxygène dissous et les propriétés optiques de la MOD montrent l'influence des alluvions de l'Yonne sur la craie en S8.

Les propriétés optiques de la MOD montrent des similitudes en S3 entre les trois types d'eau suggérant des échanges entre ces trois compartiments.

Si en période de crue la température est un bon marqueur pour caractériser les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines, cette grandeur est plus difficile à exploiter en période d'étiage.

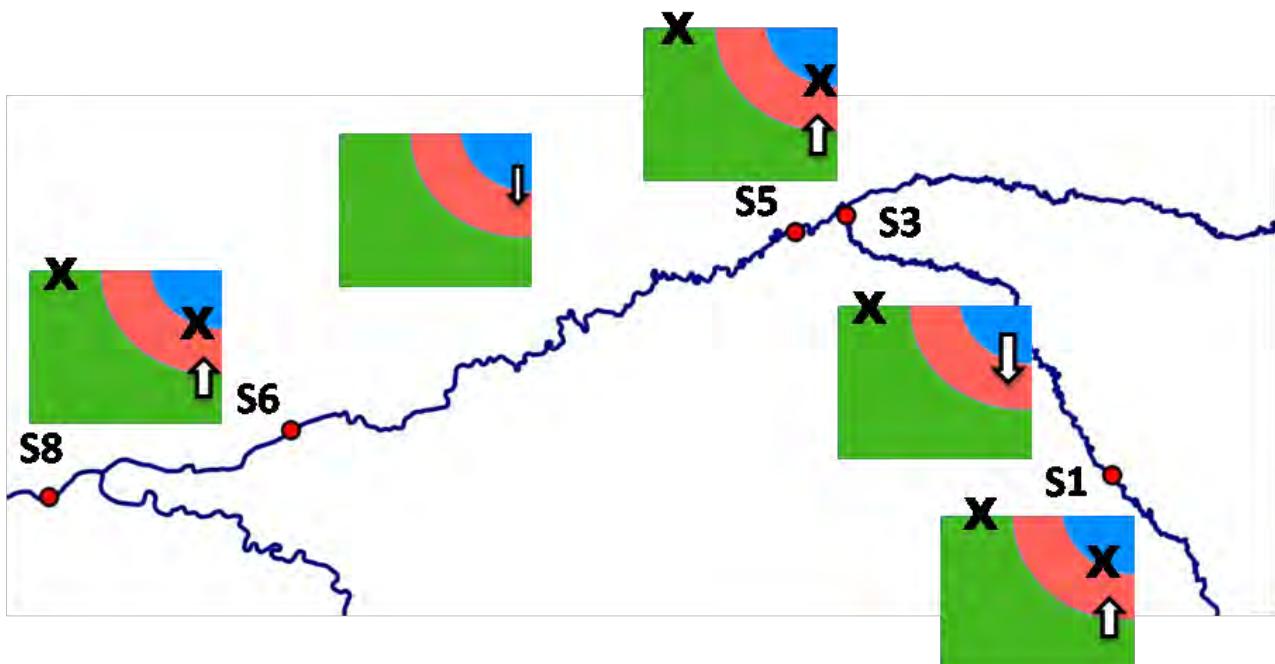


FIGURE 9.24. Synthèse des flux hydriques dans la Bassée (campagne en période d'étiage - novembre 2017).

5.4 Bilan de réactivité

L'analyse des différents paramètres biogéochimiques en période de crue montre des apports de carbone organique dissous de la surface vers les alluvions en amont de la Bassée (S1). Entre S3 et S5, de forts apports de matière organique de la Seine aux alluvions sont aussi indiqués par les valeurs de COD. Cette matière organique serait plutôt mature/aromatique, comme indiqué par les valeurs de HIX. En aval de S5, les eaux souterraines semblent caractérisées par une activité hétérotrophe importante de dénitrification. Des apports de matière organique dérivée de l'activité biologique du milieu ou autochtone (BIX) sembleraient aussi avoir lieu de la craie vers les alluvions. En crue la matière organique est plus mature/aromatique dans les rivières qu'en profondeur et associée aux plus faibles poids moléculaires. Les eaux souterraines sont quant à elles caractérisées par les plus fortes tailles moléculaires et activité biologique.

En période d'étiage, les concentrations de COD dans la Seine et dans la craie sont similaires à celles observées en période de crue. En revanche, les alluvions en S1 et S5 sont moins riches en COD, en raison de l'absence d'infiltrations de la Seine dans les alluvions pendant la période d'étiage.

En période de basses eaux la MOD est globalement de plus petite taille qu'en période de crue. Les caractéristiques de la MOD des eaux de surface sont toujours distinctes de celles des eaux souterraines mais les sources terrigènes sont moins marquées et l'activité biologique et donc les sources autochtones plus importantes.

L'analyse de la MOD montre des caractéristiques similaires entre la craie en S8 et les alluvions du site de l'Yonne en mars et novembre 2017 suggérant des relations et écoulements particuliers dans cette zone.

6 Conclusions

Les données hydro-biogéochimiques collectées pendant les campagnes de mars et novembre 2017, ainsi que les mesures du système de suivi en continu, permettent d'établir un cadre de fonctionnement de la plaine alluviale de la Bassée en période de crue et en période d'étiage.

Les données thermiques montrent clairement des infiltrations de la rivière aux alluvions pendant la montée de crue en mars 2017, ce qui confirme les résultats de modélisation de [Labarthe and Flipo \(2016\)](#).

La Seine semble peu réactive lors de la crue, avec notamment une matière organique assez réfractaire. En revanche, la plaine alluviale et la craie seraient le siège d'une activité hétérotrophe significative de dénitrification, favorisant l'abattement des nitrates. Cela est rendu possible par la présence de carbone organique dissous, y compris dans l'aquifère régional de la craie où cette matière organique est plutôt labile. A l'amont et à l'aval du site étudié, les paramètres géochimiques indiquerait des flux hydriques importants entre l'aquifère régional de la craie et des eaux de surface très oxygénées et chargées en nitrates.

En période d'étiage, les fortes infiltrations des eaux de surface dans les eaux souterraines typiques de la période de crue ne sont généralement plus observées. Les différents paramètres indiquent des apports importants de la craie aux alluvions dans plusieurs secteurs de la Bassée. L'activité de dénitrification dans les eaux souterraines semble continuer à avoir lieu en étiage. Des concentrations en nitrates très fortes caractérisent les compartiments souterrains en amont de la Bassée. La source de ces nitrates pourrait être liée aux canaux latéraux de la Seine. Un échantillonnage des eaux de ces canaux devra être effectué afin de valider cette hypothèse.

La caractérisation de la matière organique indique des caractéristiques contrastées entre les compartiments de surface et souterrains, avec en période de crue des sources terrigènes majoritaires pour les eaux de rivière, une forte activité biologique et de faibles apports terrestres dans la craie et un mélange des sources dans les alluvions. Les propriétés optiques de la MOD varient nettement entre mars et novembre avec une contribution des sources autochtones plus importantes et une MOD de plus petite taille en basses eaux.

La campagne de mesure de mars 2017 a eu lieu seulement quelques heures avant le pic de crue. Il s'agit donc d'un état hydrologique très transitoire qui rend l'interprétation des données particulièrement complexe et incertaine. L'interprétation des données de température et des paramètres biogéochimiques devra être complétée par l'interprétation des chroniques de pression mesurées en continu dans tous les compartiments, ainsi que des concentrations des ions majeurs et du rapport isotopique du carbone inorganique dissous.

Ces travaux ont montré l'intérêt de l'approche multi-paramètres pour appréhender les échanges d'eau et la réactivité de la plaine alluviale de la Bassée. Il faudrait poursuivre ce travail et le renforcer par de nouvelles campagnes de prélèvements en situations contrastées de conditions hydrologiques et/ou saisonnières pour compléter et valider les résultats déjà obtenus.

Ces campagnes multi-traceurs vont être maintenues dans la prochaine phase du PIREN-Seine. Les eaux souterraines et les eaux de surface seront prélevées au niveau des 12 stations MOLONARI qui ont fait l'objet des campagnes précédentes en y ajoutant, dans la mesure du possible, un nombre conséquent de piézomètres du réseau de suivi VNF. Pour chacune des stations les échantillons d'eau seront prélevés dans chaque compartiment (craie, alluvions, rivière ou gravière). Des mesures complémentaires seront réalisées comme le $\delta^{13}C$. Il est essentiel que ces campagnes communiquent avec les mesures réalisées en continue de charges hydrauliques et de température. Une vision transitoire des processus sera développée pendant la prochaine phase du PIREN-Seine, les développements numériques ainsi que la modélisation présentée dans le chapitre 6 sera utilisée pour cette étape. Puis, une modélisation du fonctionnement biogéochimique de la plaine sera réalisée en fin de la phase VII. Ceci va demander le couplage entre plusieurs codes dont le modèle géochimique CHESS (Chemical Equilibrium of Species and Surfaces, ([Van der Lee, 1997](#))), CAWAQS (Chapitre 3), ProSe-PA et RIVE unifié.

Imagerie Infrarouge Thermique par un drone par la caractérisation des hétérogénéités des températures de surface d'un hydrosystème (rivière, surface du sol, gravière)

Fayçal Rejiba^{1,*}, Cyrille Fauchard², Raphaël Antoine², Cécile Finco³, Cyril Schamper³, Romain Levaillant¹, Agnès Rivière^{4,*}

¹ Université de Rouen Normandie, UMR 6143 M2C

² CEREMA Rouen Normandie, Equipe ENDSUM

³ Sorbonne Université, UMR 7619 METIS

⁴ MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

* faycal.rejiba@univ-rouen.fr

* agnes.riviere@mines-paristech.fr

Sommaire

Contents

1	Introduction	230
2	Présentation de la zone d'étude	231
3	Mesures de températures multi-profondeurs et campagnes d'imagerie géophysiques	232
3.1	Méthodes et mise en œuvre	232
3.2	Résultats	234
4	Cartographie radiométrique par drone	237
4.1	Méthodes et mise en œuvre	237
4.2	Résultats	239
5	Conclusions et perspectives	242

Résumé

Les changements globaux (sociétaux et climatiques) modifient les régimes de température des hydrosystèmes (sols, rivières, plans d'eau et aquifères) ainsi que les échanges de chaleur entre les compartiments souterrains et les compartiments de surfaces. Ceci induit une altération de la dynamique des processus biogéochimiques ainsi que de l'état des écosystèmes. La cartographie de la température des sols, des rivières et des plans d'eau est donc importante pour comprendre les impacts du réchauffement climatique à plusieurs échelles spatio-temporelles. Les transferts de chaleurs sont des traceurs naturels concernant les transferts hydriques (i.e. par convection).

Dans ce contexte, les dispositifs de mesures thermiques infra rouge (TIR) par drone offrent d'excellentes perspectives en terme de spatialisation de l'information thermique de surface sur les plans d'eau, et leur suivi à la méso-échelle ; néanmoins, la mesure par drone souffre encore d'une

Pour citer cet article : F. Rejiba et al., Imagerie Infrarouge Thermique par un drone par la caractérisation des hétérogénéités des températures de surface d'un hydrosystème, dans Fonctionnements hydrogéophysiques et biogéochimiques des interfaces nappe-rivière : conséquences sur la ressource en eau, A. Rivière et al. (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

législation particulièrement rigide.

Nous présentons ici les résultats de la première mission TIR réalisée avec un drone, le 14 avril 2019, àavec un pas horaire, dans le but de caractériser l'évolution temporelle ainsi que les hétérogénéités du champs de température sur une parcelle de quelques hectares en bord de Seine, située dans le parc naturel de la réserve de La Bassée.

Dans le but, à terme, de calibrer et d'affiner l'interprétation des mesures IR par drone, différentes acquisitions multi-physiques aux sols ont été misent en oeuvre : des mesures de profils de température multiprofondeurs, des mesures des résistivités électriques apparentes ainsi que des sondages pédologiques à la tarrière.

La synthèse de ces mesures (IR thermique par drone, profil thermique multiprofondeur dans le sol, et imagerie de la résisitivité électrique des formations superficielles), présentée dans ce chapitre, permet d'envisager la reconstruction des températures au sol lorsque des mesures radiométriques sont acquises, et ce, avec une très haute résolution spatiale.

Points clés

- Capacité de mesures radiométriques (IR, visible) haute résolution par drone ;
- Campagne multi-mesures : profil pédologique, mesures de profil de température et résistivité apparente ;
- Comparaison de la cartographie TIR, avec les profils pédologique et thermique ainsi que la cartographie à haute résolution de la variabilité de la résisitivité électrique des terrains superficiels par méthodes géophysiques.

1 Introduction

La température est un facteur de contrôle des processus physicochimiques et de l'activité biologique dans les rivières (Caissie, 2006; Webb et al., 2008) et qui influencent considérablement la distribution, le comportement et l'abondance de nombreuses espèces animales (Isaak et al., 2012). Les régimes thermiques des rivières (Arismendi et al., 2012; Hannah and Garner, 2015; Chen et al., 2016), des plans d'eau (Niedrist et al., 2018; Butcher et al., 2015) et du sol sont modifiés par l'évolution de la température de l'air liées aux changement globaux . Il est donc important de comprendre avec précision le régime thermique des hydrosystèmes de surface.

La télédétection infrarouge thermique (TIR) à haute résolution a été largement utilisée pour cartographier la variabilité de la température des rivières (Dugdale, 2016). Elle permet de cartographier les hétérogénéités du champs de température au sein des rivières. Ces hétérogénéités sont généralement causées par les changements d'altitude et de topographie, l'hydraulique des rivières, et les échanges les eaux souterraines. En période estivale, les eaux souterraines sont plus froides que les eaux de surface et inversement en période hivernales.

Les systèmes Molonri et Molonari-Mini présentés dans les chapitres 5 et 4 permettent de quantifier les flux d'échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines de façon continue mais ne permettent pas d'obtenir une cartographie précise des champs de température.

Les drones offrent une solution potentielle à ce problème. Cette étude se proposent de tester la faisabilité de cartographie de la température de surface des hydrosystèmes (surface du sol, eaux de rivière, de gravière et de lacs) grâce à un drone. Cette étude sera dans la phase VIII couplée à des systèmes Molonari afin de caractériser les hétérogénéités spatiales et temporelles des champs de température et de quantifier les échanges d'eau entre la surface et le souterrain.

Dans ce contexte, on se propose de tester la faisabilité de cartographier la température de surface grâce à un drone. Les mesures réalisé par le drone sont à la fois dans les domaines du visible et de l'infrarouge thermique durant un demi-cycle diurne. L'objectif à terme, est de permettre une interprétation et une calibration plus précises des températures obtenues par drone, à l'aide de mesures de température au sol, des interprétations pédologiques ainsi que des cartographies électriques.

Des cartographies de résistivités électriques à plusieurs profondeurs doivent permettre de décrire la variabilité du sous-sol sur une profondeur d'ordre métrique correspondant aux positions des sondes de température afin d'en optimiser l'implantation.

La zone d'étude (quelques hectares) est située dans le parc naturel de La Bassée en bordure de Seine. Elle servira de site test pour le développement d'une méthodologie permettant d'extrapoler et d'interpoler efficacement les mesures de températures multi-profondeurs.

Dans ce chapitre, il s'agira de présenter l'essentiel des mesures effectuées sur la parcelle test située le long de la route de Vezoult, au sein du parc naturel de la Bassée : les mesures géophysiques au sol (cartographie de la résistivité électrique par induction électromagnétique), les mesures de température multi-profondeurs destinées à la calibration, ainsi que les mesures de température par drone. Les perspectives immédiates de ces résultats sont présentées en conclusion.

2 Présentation de la zone d'étude

Le secteur étudié se situe au sein de la réserve naturelle de la Bassée, près de la commune de Noyen-sur-Seine (77). D'un point de vue topographique, une légère dépression localisée est observée ainsi qu'une mare non pérenne au sud-est de la parcelle, ce qui peut signifier un engorgement durant l'hiver. Ce secteur se situe au cœur de la plaine alluviale de la Bassée (Figure 10.1, zone atelier du PIREN-Seine). La plaine alluviale repose sur un socle calcaire du Campanien, vieux de plus de 54 millions d'années et est constituée de craie blanche. Ce socle calcaire a été entaillé au début de l'ère quaternaire par la Seine et ses affluents et a été recouvert par deux couches alluvionnaires (anciennes et récentes). Au cours de la réalisation des profils pédologiques, une certaine homogénéité des sols a été constatée : des sols hydromorphes de type reductisol duplique, et un sondage indiquant un sol non hydromorphe brun calcaire (Figures 10.2,10.3).

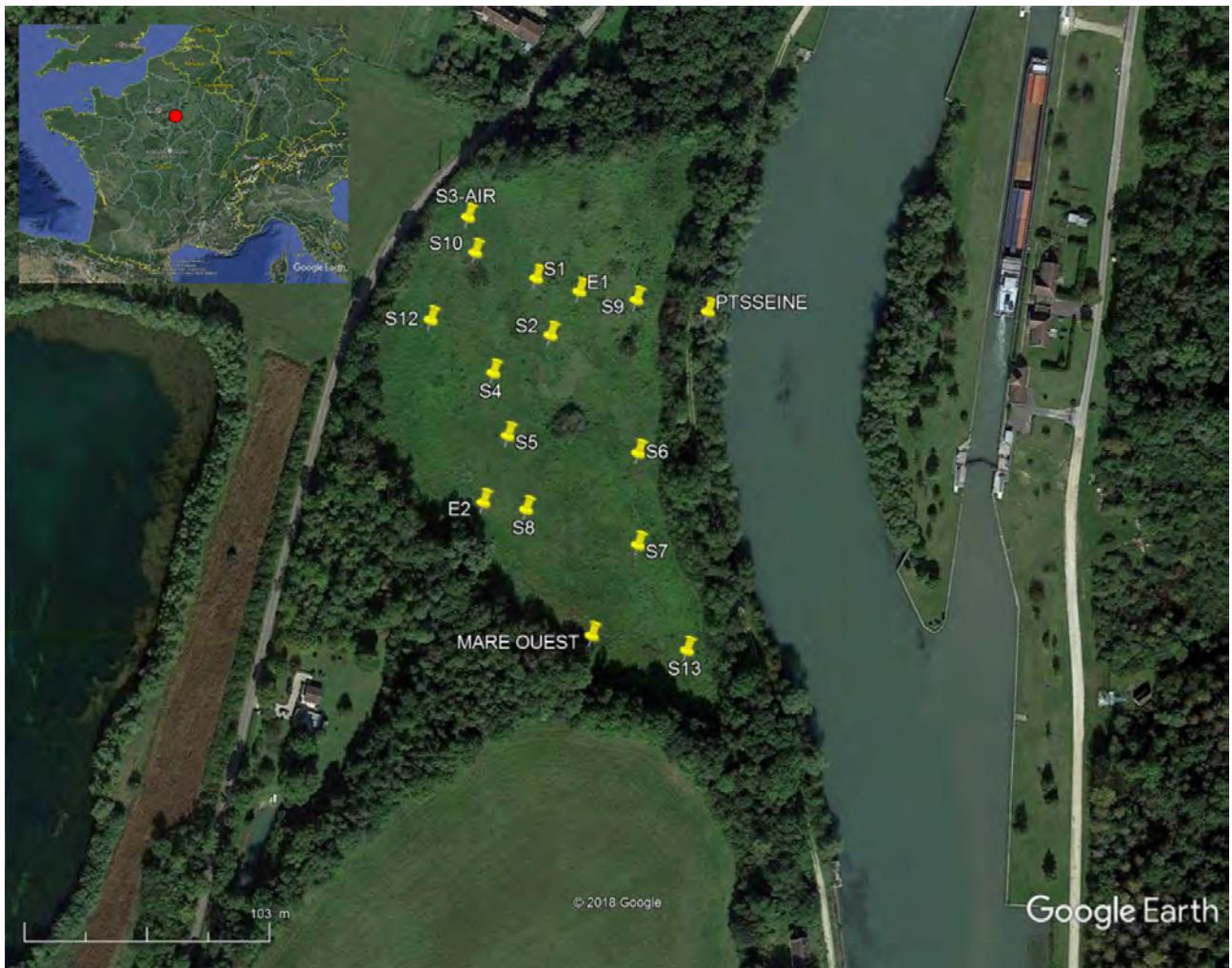


FIGURE 10.1. Plan de position des dispositifs de calibration multi-profondeurs de température et des sondages électriques (S_1 , S_2 , S_3 , S_4 , S_5 , S_6 , S_7 , S_8 , S_9 , S_{10} , S_{12}), des forages à la tarière (S_1 , S_2 , S_5 , MARE OUEST) et de la mesure de la température de la Seine (PTSEINE); E_1 et E_2 indique respectivement le début et la fin de la tomographie résistivité électrique de référence.

S2	Profil	Profondeur	Horizon	Descriptif
		0 - 6 cm	A	Horizon organo-minéral limoneux enrichi en matière organique, à forte porosité. Couleur brunâtre. Absence d'éléments grossiers.
		6 - 13 cm	S	Horizon limoneux argileux avec une accumulation de matière organique (isérés et taches noires). Couleur marron foncée.
		13 - 85 cm	Go	Horizon réodoxique argileux avec présence de tâches rouillées de fer oxydé (engorgement temporaire). Couleur marron clair.
		85 - 100 cm	Gr	Horizon réductrice de « gley » argileux saturé en eau. Couleur bleue-grisâtre. Absence d'éléments.
		100 - 132 cm	Gr	Horizon réductrice de « gley » argileux saturé en eau. Couleur bleue-grisâtre. Quelques éléments coquillés supposés ?
		132 cm	C	Présence de la roche mère calcaire traduit par une résistance importante et la présence de résidu calcaire lors du sondage

FIGURE 10.2. Photo au droit du point S2 et description pédologique.

S5	Profil	Profondeur	Horizon	Descriptif
		0 - 18 cm	A	Horizon organo-minéral limoneux enrichi en matière organique, à forte porosité. Couleur brunâtre. Absence d'éléments grossiers.
		18 - 27 cm	Aca	Horizon de transition limoneux argileux avec la présence de divers éléments grossiers (anciennes trace de crue). Couleur marron-brunâtre.
		27 - 60 cm	Sca	Horizon argileux limoneux avec présence d'éléments fins (coquillés ?). Couleur Marron clair.
		60 - 72 cm	Sca / C	Horizon argileux sableux avec présence d'éléments grossiers.
		72 - 82 cm	C	Horizon sableux avec présence d'éléments grossiers, mélangés avec de fins morceaux de calcaire (roche mère ?)

FIGURE 10.3. Photo au droit du point S5 et description pédologique.

3 Mesures de températures multi-profondeurs et campagnes d'imagerie géophysiques

Fin de permettre une calibration fine des mesures radiométriques par drone, des mesures de température à plusieurs profondeurs ont été effectuées sur l'ensemble de la zone d'étude. La valeur de température enregistrée proche de la surface sera celle utilisée pour les futures calibrations des mesures thermiques par drone. Les profils de température en profondeur permettront d'interpréter les variations temporelles du champs de température de surface obtenus grâce au drone ainsi que les éventuelles échanges d'eau entre la surface et le souterrain au cours de la journée de mesure. La variabilité des sols en profondeur impact significativement la manière dont les flux de chaleur évoluent proche de la surface. Pour cette raison, l'interprétation fine des variations de températures à l'échelle du site, s'appuiera sur les contraintes géométriques définies par les cartographies multi-profondeurs de la résistivité électrique apparente issues des prospections par méthodes électromagnétiques à induction (EMI) dans le domaine fréquentiel Rejiba et al. (2018).

3.1 Méthodes et mise en œuvre

Le paramètre physique de résistivité électrique apparent des milieux naturels est fortement corrélé aux propriétés hydro-structurales des milieux, et constitue donc un mesurable géophysique très pertinent pour quantifier la variabilité spatiale naturelle des formations superficielles. Dans le cas présent, la profondeur d'intérêt est d'ordre métrique avec une résolution verticale de l'ordre décimétrique. L'emprise de la zone d'étude est de l'ordre de 2 ha. En terme de résolution horizontale, le maximum raisonnablement accessible avec les dispositifs de mesures qui ont été utilisés est de l'ordre de 50 cm à 2m en fonction, 1) de la direction d'acquisition du signal de mesure (orientation des bobines d'émission et de réception), et 2) du type d'appareil utilisé. Dans le cas présent, un CMD mini explorer ainsi qu'un CMD explorer de GF instrument ont été utilisés (<http://www.gfinstruments.cz>) .

Le principe de mesure de la conductivité (résistivité) électrique apparente à haut rendement à l'aide d'appareils de type EMI est largement décrit dans la littérature Everett (2013). Pour un écartement entre les bobines d'émission et de réception, et une orientation de ces bobines donnés, correspond une profondeur d'investigation à laquelle est affectée la valeur de conductivité apparente mesurée. La mesure en tant que telle est effectuée à l'avancement, et le positionnement absolu obtenu par GPS avec une résolution relative horizontale de l'ordre de quelques décimètres. Naturellement, cette résolution permet d'avoir une vue d'ensemble de la variabilité spatiale horizontale. Verticalement, six campagnes de prospection ont permis d'intégrer des informations à partir de la surface, jusqu'à environ 0,25, 0,50, 0,90, 1,1, 2,1 et 3,3 m.

Les mesures de résistivités électriques multi-profondeurs à l'échelle du site ont été complétées par un panneau de résistivité électrique le long d'un profil rectiligne interceptant une zone de fortes variabilités des valeurs de résistivité. L'appareil utilisé est un résistivimètre SyscalPro de Iris Instrument avec 48 électrodes, avec des écartements entre électrodes de 1 m. L'objectif est 1) de décrire verticalement à haute résolution la variabilité verticale le long de ce profil, et donc 2) de calibrer finement les variations de conductivité électrique obtenues par EMI. En effet, la mesure par contact galvanique de type quadripôle de la résistivité électrique n'est pas soumise aux erreurs d'orientation et de hauteur d'instrument propres aux méthodes EMI.

Une fois les cartographies de résistivité disponibles, l'implantation des dispositifs de mesures de température multi-profondeurs a été effectuée de manière à intégrer le maximum de variabilité des terrains superficiels, illustrée par les mesures géophysiques. Treize systèmes de mesure du profil de température de température ont été implantés. Leur localisation est indiquée sur la figure 10.1. Ils consistent en une tige epoxy sur laquelle sont fixés quatre capteurs de température (thermistance) de type PT100 régulièrement espacés (5 cm, 20 cm, 35 cm et 50 cm, figure 10.4). Chaque dispositif est associé à un boîtier d'acquisition de type HOBO (ONSET), pour l'enregistrement en continue des températures. Les mesures de température pour l'ensemble des sondes ont été effectuées entre avril et juillet 2019, avec un pas de 15 minutes, ce qui constitue une haute résolution au regard de la variabilité naturelle de la température. Ces systèmes permettent ainsi de suivre la propagation des variations diurnes de température de l'air dans le sol. La température mesurée à 5 cm de la surface du sol sera considérée comme la température de surface. Ce choix a été fait pour éviter que les capteurs mesurent la température de l'air. Cette température de surface permettra de calibrer les champs de température obtenu avec le drone. Par ailleurs, à l'endroit des dispositifs de mesures de température, des sondages de résistivité électrique ont été effectués afin d'estimer plus précisément les variations verticales de résistivité électrique, et donc, de la lithologie au plus proche de chaque dispositif.

3.2 Résultats

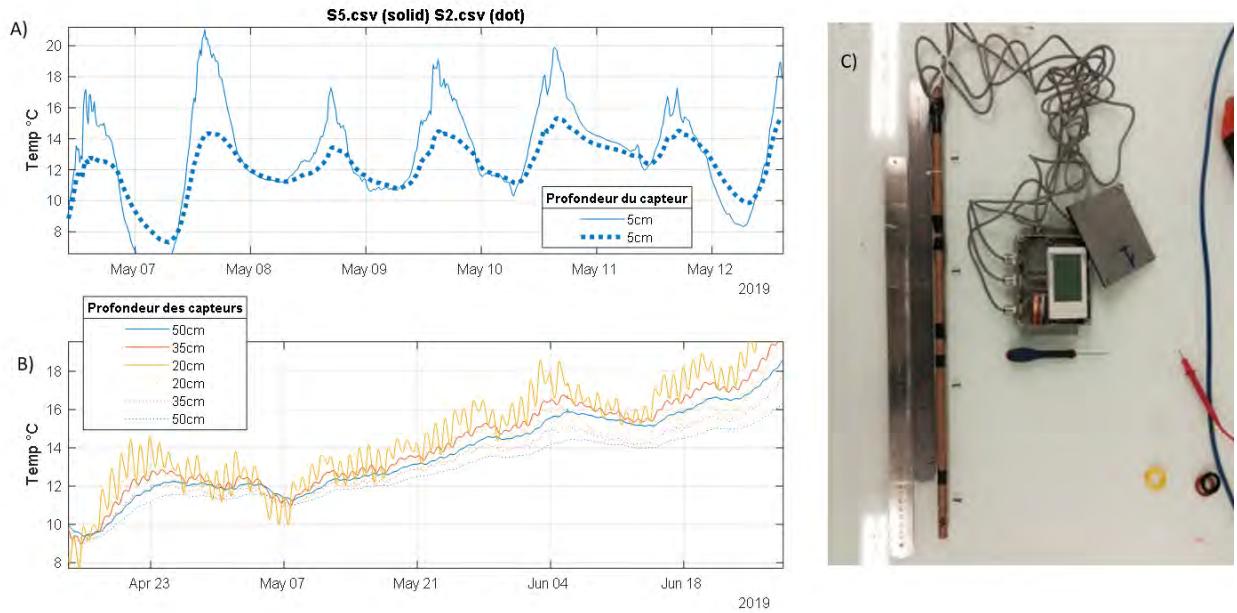


FIGURE 10.4. Evolution temporelle de deux profils de températures mesurés :
A) Profil S2 B) Profil S5 et C) Photographie du système de mesure.

Sur l'ensemble du site, les cartographies de résistivité électrique obtenues par méthode EMI (Figure 10.5), indiquent principalement deux types de contrastes traduisant typiquement l'existence de paléochenaux de la Seine orientés nord-sud. La variabilité des résistivités électriques observée jusqu'à 0,9 m, et jusqu'à 3,3 m de profondeur montre une anomalie résistive au niveau du segment défini par S4-S5-S8, et une autre plus petite au niveau de S7. Les valeurs des résistivités observées sont comprises entre 20 et 500 $\Omega \cdot \text{m}$, ce qui correspond classiquement à un type de remplissage sédimentaire limoneux, pour les valeurs inférieures à 100 $\Omega \cdot \text{m}$, et à l'apparition d'élément grossier (calcaire) au niveau de la partie saturée blanche.

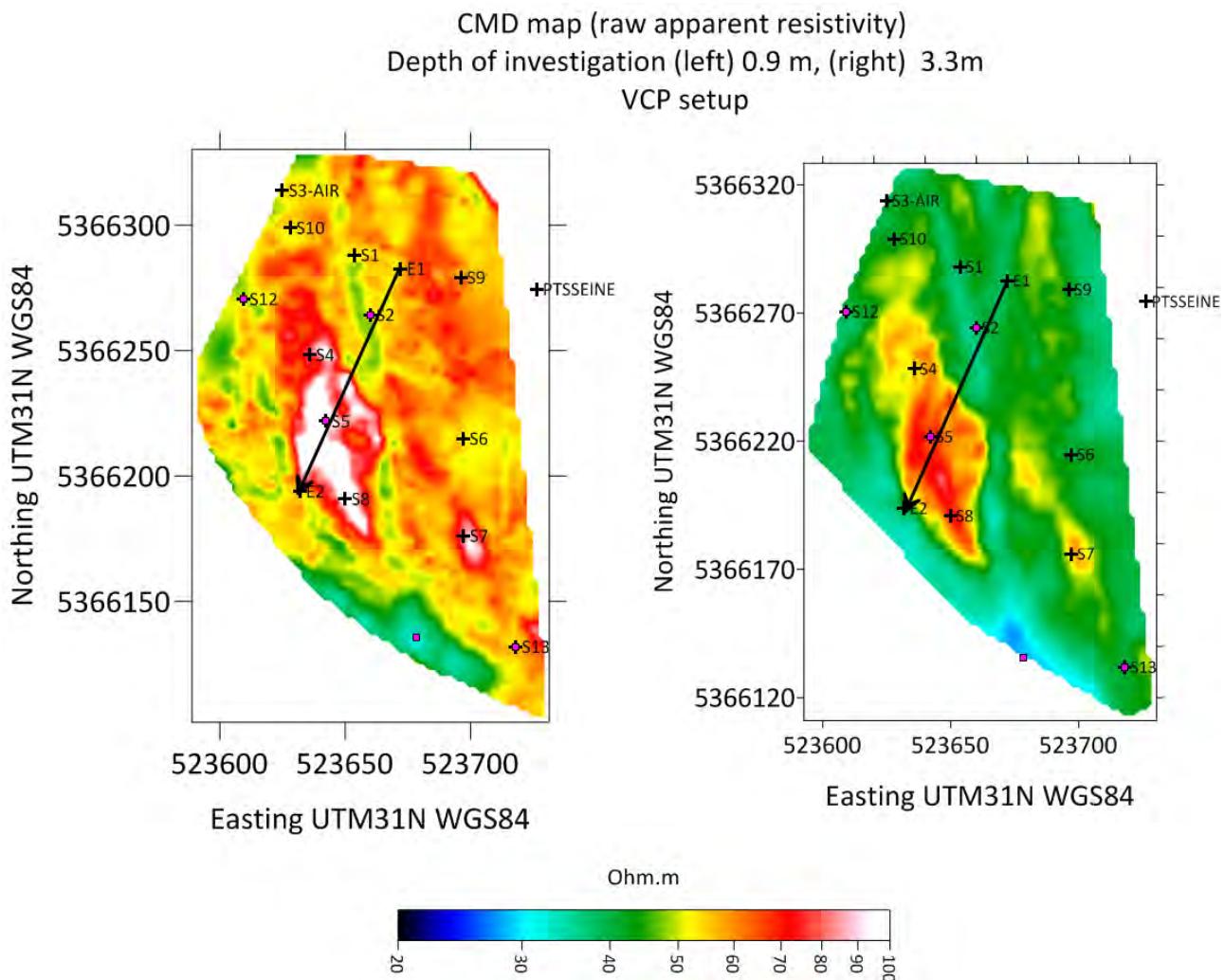


FIGURE 10.5. Cartes de résistivité électrique obtenues par méthode EMI avec un appareil de type CMD Mini Explorer. A gauche, intégrant une profondeur approximative de 90 cm, à droite intégrant, une profondeur approximative de 3.3 m. Le segment noir indique la position du profil de résistivité électrique de référence. Les croix noires indiquent la position des sondages électriques et la position des sondes de température multi-profondeurs. Les carrés roses indiquent les positions des forages à la tarière.

La tomographie (panneau) de résistivité électrique (Figure 10.6) a été effectuée dans la direction nord-est sud-ouest afin de caractériser la transition au niveau de l'anomalie résistive. En partant du nord, la tomographie indique la présence d'un état de surface très argileux (conducteur) pour ensuite décrire une anomalie résistante sur 3-4 m de profondeur et d'un peu plus de trente mètres de dimension caractéristique le long du profil.

Les sondages électriques effectués dans deux directions orthogonales ont été positionnés au niveau de chaque sonde de température multi-profondeur dans le but de mesurer l'anisotropie locale des terrains superficiels. En effet, l'éloignement significatif d'un modèle de type tabulaire complexifie significativement l'interprétation des variations de température à différentes profondeurs. A titre d'exemple, la figure 10.7 illustre l'interprétation obtenue de deux sondages électriques orthogonaux au niveau du point S2 : un modèle tabulaire "trois terrains" y est interprété, à savoir un sol végétalisé se développant sur environ 50 cm, une formation conductrice argilo-limoneuse d'un peu plus d'un mètre d'épaisseur suivie d'une formation résistive incluant probablement plus d'éléments grossiers (que l'on retrouve au niveau du point S5). La figure 10.4 présente l'évolution temporelle de deux profils de température enregistrés au point S2 et S5 dont les différences d'altitude est d'environ 30cm(ZS5-ZS2=30cm). Ces deux points sont également situés le long du panneau électrique E1E2 localisée sur la figure 10.5. Les variations des températures multiprofondeurs enregistrées au droit de ces points sont très différents, conséquence immédiate de différence des sols dans lesquels ils sont implantés. En particulier la température de l'air est plus atténuee en profondeur sur le profil S2 que le profil S5.

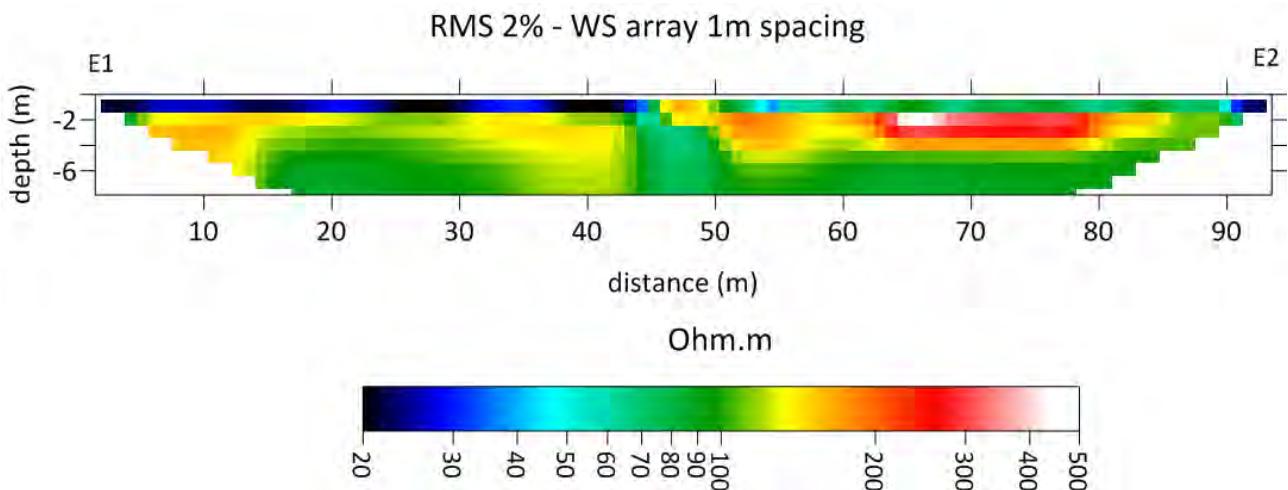


FIGURE 10.6. Tomographie de résistivité électrique de type Wenner-Schlumberger, avec un écartement de 1 m entre électrodes.

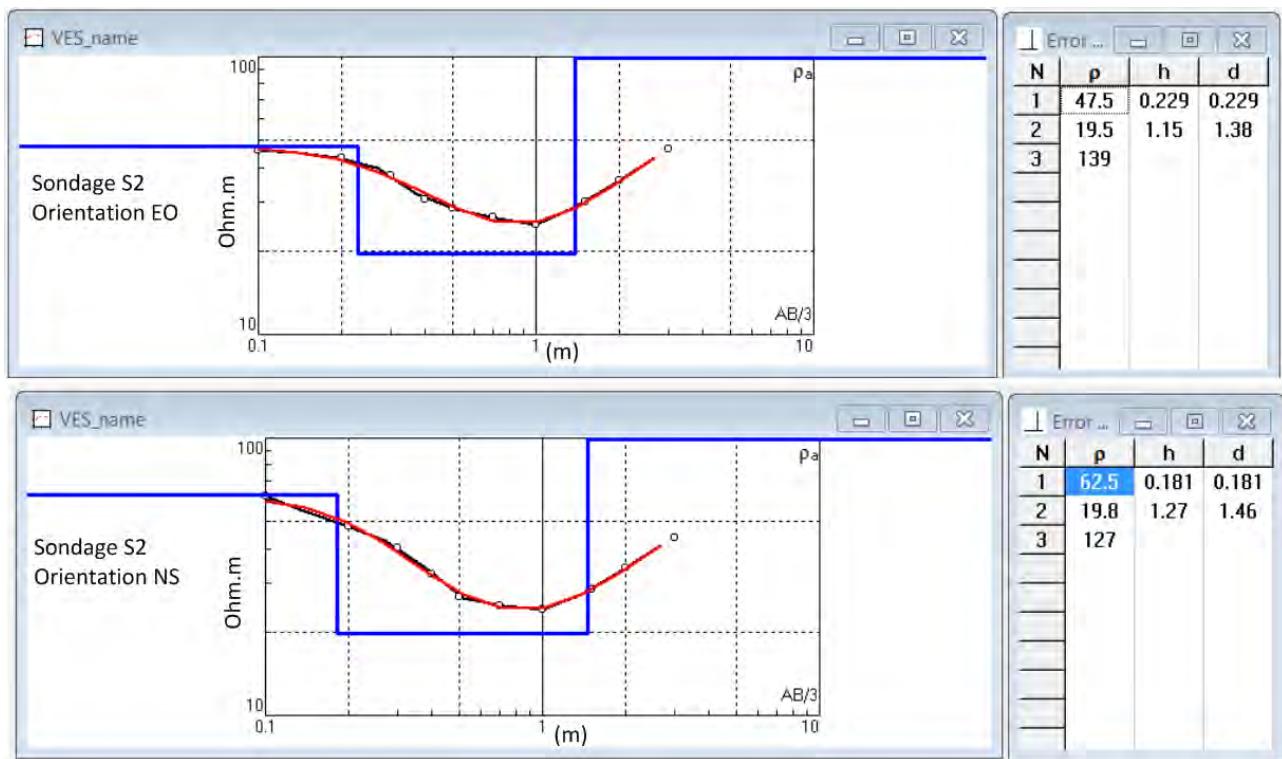


FIGURE 10.7. Sondages électriques de type Wenner- α avec un écartement entre électrodes maximum de 3 m.
En haut, l'orientation est-ouest, en bas, l'orientation nord-sud.

4 Cartographie radiométrique par drone

4.1 Méthodes et mise en oeuvre

Les propriétés optiques de la caméra thermique associées à une hauteur de vol de 100 m, ont permis d'estimer les températures de surface sur des pixels au sol d'une résolution de l'ordre de 25 cm², soit une très haute résolution à l'échelle du site donc adaptée à une calibration avec les données acquises au sol.

Les images dans le visible visent à obtenir un modèle numérique de terrain (MNT) à partir de la technique photogrammétrique (Quinn (1948)), laquelle permet de reconstituer une surface en 3 dimensions à partir d'images acquises selon des points de vue différents. Ces images visent aussi à corréler les propriétés de surface aux températures mesurées. Les données thermiques sont acquises selon la même méthodologie photogrammétrique. Les modèles 3D thermiques obtenus servent ici à obtenir des orthophotos radiométriques.

Par ailleurs, le MNT visible permet de géolocaliser l'ensemble des mesures (géophysiques et géotechniques) à haute résolution. Quant au MNT thermique, il permet d'étendre les mesures ponctuelles multi-profondeur de température à l'ensemble de la zone d'étude. Des modèles 3D visibles et thermiques sont illustrés sur la figure 10.10. Trois étapes de reconstruction 3D par photogrammétrie sont montrées :

- création d'un nuage de points homologues (points communs entre images) ;
- calcul d'un nuage de points dense à partir des points homologues ;
- réalisation du modèle texturé depuis le nuage de points dense ;
- réalisation d'un MNT et d'une orthophoto à partir du nuage dense maillé.

Enfin, l'ensemble de ces images visibles et thermiques est géo-référencé à l'aide de cibles dont la position est mesurée au sol à l'aide d'un GPS différentiel possédant une précision de l'ordre de 2 cm en x et y et 3 cm en z après post-traitement.



FIGURE 10.8. *Drone et pilote sur le site*

Le drone mis en œuvre est un Matrice 600 de la société DJI capable d'emporter jusqu'à 6 kg de charge utile, pour une autonomie de 25 à 30 mn (10.8). La caméra visible est composée d'un capteur 4000×3000 pixels et constituée de 12 millions de pixels. La caméra thermique est fabriquée par la société Jenoptik. Elle est constituée d'un capteur 1024×768 pixels et possède une sensibilité thermique de $0,05^\circ$. Les mesures sont réalisés selon un plan de vol prédéfini à 100 m d'altitude. Cela permet d'obtenir une résolution au sol de 4,31 cm par pixel pour la caméra visible et de 5,67 cm pour le thermique. Le plan de vol possède une dimension de $175 \text{ m} \times 150 \text{ m}$ (10.9). La durée totale d'un vol est de 11 mn environ. L'ensemble des caractéristiques des capteurs et des résolutions associées à 100 m d'altitude, pour une vitesse de vol de 2 m/s sont données dans le tableau 10.1. Le nombre d'images obtenues dans le visible et le thermique est respectivement de 308 et 205. Un exemple d'images capturées est illustré sur la figure 10.11. On notera que les taux de recouvrement entre images visibles et thermiques diffère (90 et 70% respectivement), puisque les tailles de capteurs et les ouvertures optiques visible et thermique sont différentes. Cela permet d'obtenir une dimension de scène au sol similaire pour les deux capteurs.

	Visible	Thermique
Focale(mm)	3,6	30
Taille Image (mm)	4000×3000	1024×768
Taille Capteur (mm)	$6,20 \times 4,65$	$17,41 \times 13,6$
Recouvrement longitudinal-latéral (%)	90	70
Distance interbande (m)	17,2	17,4
Taille de la scène	$172,2 \times 129,2$	$58 \times 43,5$
Résolution au sol (cm)	4,31	5,67

TABLEAU 10.1. *Caractéristiques des capteurs embarqués par drone*

FIGURE 10.9. *Copie d'écran du plan de vol drone au-dessus du site de la Bassée mis en oeuvre au moyen de l'application de navigation Altizure*

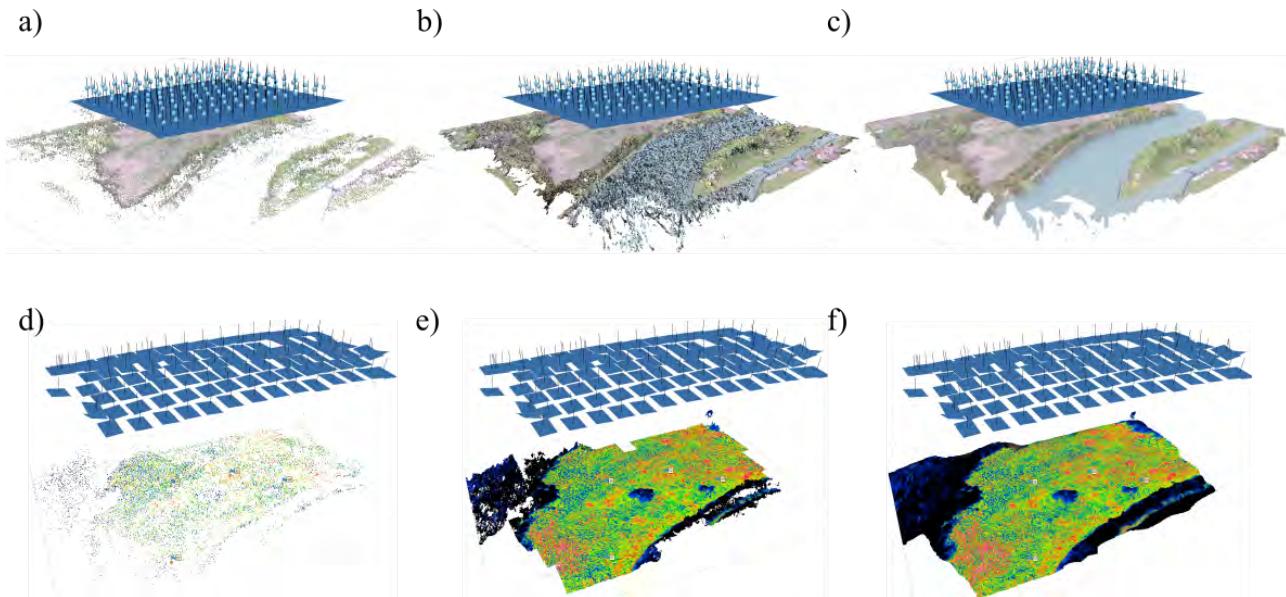


FIGURE 10.10. *Etapes de calcul photogrammétrique pour le visible et le thermique : a,d) création d'un nuage de points homologues (points communs entre images), b,e) calcul d'un nuage de points dense à partir des points homologues, et c,f) réalisation du modèle texturé depuis le nuage de points dense*

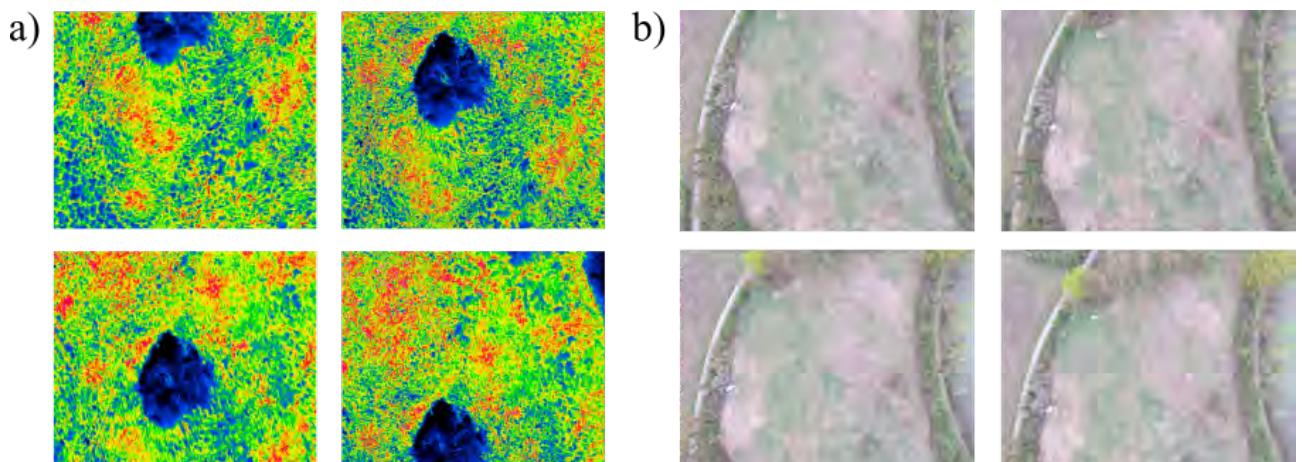


FIGURE 10.11. *Exemples de prise de vue par drone à 2 m/s et 100 m d'altitude a) dans le thermique à 70% de recouvrement et b) dans le visible à 90% de recouvrement.*

4.2 Résultats

La figure 10.12 représente des orthophotos radiométriques de la zone étudiée. Elles permettent d'observer les températures de surface sur une durée de 12 heures environ, depuis le levé du soleil (à 6h55 le 10 avril 2019) jusqu'à 18h42. Celle-ci permet d'obtenir une cartographie du champ scalaire thermique de surface à haute résolution, qui peut donc compléter les mesures locales de température. L'observation de ces contrastes est facilitée par la sensibilité importante de la caméra utilisée.

Afin de visualiser la dynamique thermique, chaque orthophoto possède une échelle propre. L'observation globale de ces images permet de constater que les matériaux (végétation, eau, sols) ont leur propre dynamique thermique [Mellan et al. \(2000\)](#), [Watson \(1975\)](#), [Antoine et al. \(2009\)](#) (dépendant essentiellement de l'inertie thermique, mais aussi de l'émissivité et de l'albédo) au cours d'un demi-cycle diurne.

Pour mieux représenter cette dynamique, des zones caractéristiques sont discutées ici et présentées dans la figure 10.13,a). L'eau de la Seine semble être l'élément le plus chaud au petit matin et le plus froid en début d'après midi : en fait, sa température est quasi-constante à 11,5 ° (non représentée sur le cycle étudié). La végétation de ce site, quant à elle, est plus chaude pendant la nuit et se refroidit durant la journée par rapport au sol, du fait de l'augmentation du taux d'évaporation. En revanche, on constate des dynamiques thermiques différentes sur les sols très peu végétalisés comme les zones notées "Northern area" et "Western area" à 6h55, dont la différence de température s'inverse au cours de la journée autour de 10h. On a donc ici un phénomène lié au propriétés physiques du sol typique de l'influence de l'inertie thermique, et qui peut être associé à une différence de compacité, de taille de grain, de teneur en argile, de teneur en eau, e.g. [Sabins \(1987\)](#) [Prunty and Bell. \(2005\)](#). La corrélation avec les mesures géophysiques et géotechniques permettra d'enrichir l'interprétation de ces données, contraignantes à obtenir et donc rares. Cette approche valide les courbes théoriques connues (Figure 10.13,b), [Sabins \(1987\)](#), [Watson \(1975\)](#)) et montrent que ce type de campagne est désormais possible à haute résolution, grâce à l'utilisation d'un drone et d'une caméra thermique adaptée.

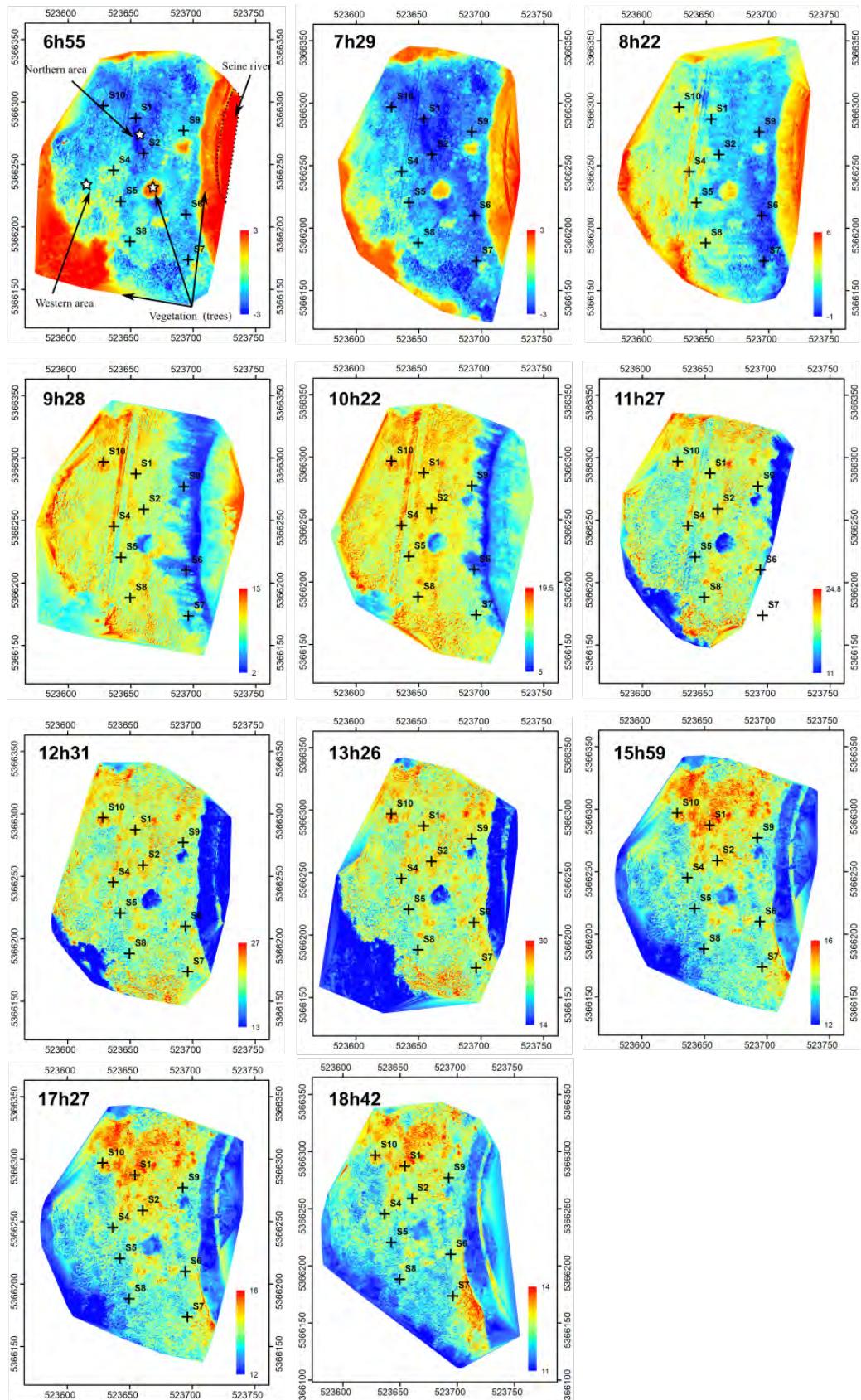


FIGURE 10.12. Cartes de température à différentes heures de la journée. Sur la carte de 6h55, 3 étoiles matérialisent les zones à partir desquelles les points des 3 courbes de la figure 10.13, a) ont été mesurés.

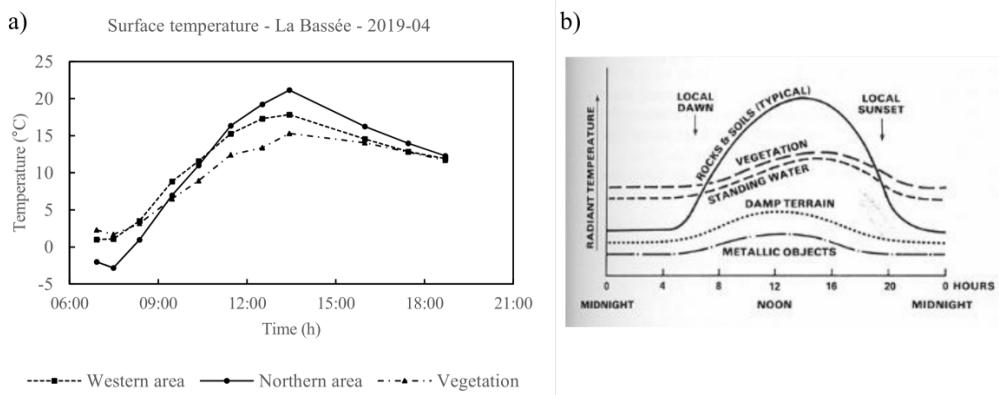


FIGURE 10.13. Exemple d'observations de l'évolution de la température de surface a) sur trois zones différentes (voir figure 10.12 à 6h55) et b) courbes de températures théoriques sur un cycle diurne issues de (Sabins (1987)).

5 Conclusions et perspectives

Les premières campagnes couplées drone thermiques ont permis d'établir un protocole de mesures multi-physiques destiné à les calibrer à l'aide de sondes thermiques multi-profondeurs. Les sondes de température multi-profondeurs ont été disposées de manière à couvrir la variabilité spatiale des terrains superficiels caractérisée à l'aide de méthodes géophysiques (méthodes électriques et électromagnétiques à induction dans le domaine fréquentiel). L'objectif étant de permettre aux sondes multi-profondeurs d'être implantées sur un ensemble représentatif de la variabilité superficielle des terrains. Les sondages électriques orthogonaux effectués au droit des positions des sondes de température multi-profondeurs permettent d'apprécier le niveau d'anisotropie local, ce qui constitue un élément clef pour l'évaluation des transferts de chaleur dans le sous-sol, préalable à leur spatialisation à l'échelle du site.

La calibration des températures obtenues par caméra thermique sur drone est en cours, notamment par l'estimation de l'émissivité des sols rencontrés. A noter que les sondes multi-profondeurs, elles-mêmes, doivent être calibrées en chambre thermique contrôlée. Une fois la calibration des températures par drone effectuée, il s'agira d'analyser plus en détails la variabilité temporelle des 11 vols (avril 2019) de mesures thermiques effectuées environ toutes les heures afin 1) de remonter aux propriétés thermiques apparentes du sous-sol (sur une profondeur équivalente à celle des sondes multi-profondeurs) et 2) d'envisager la spatialisation (l'interpolation) des températures aux différentes profondeurs des sondes de calibration (sachant que les températures par drone ne concernent que l'état de surface). Concernant le point 2), le formalisme géostatistique sera vraisemblablement privilégié, en particulier le co-krigeage avec les mesures géophysiques (conductivités électriques apparentes) et/ou les températures par drone comme potentielles variables auxiliaires.

Un certain nombre de difficultés théoriques devront être surmontées avant de pouvoir envisager une quelconque interpolation des propriétés thermiques multi-profondeurs à la mésoéchelle, plus particulièrement : 1) la part de l'évapotranspiration sur les mesures thermiques par drone, 2) l'impact de la microtopographie sur l'ensemble des mesures spatialisées (électromagnétiques et températures par drone), qu'il conviendra de décorrélérer de la réponse du sous-sol, 3) la nécessaire caractérisation hydrostructurale du terrain dans lequel chaque sonde multi-profondeur est insérée à partir des données géophysiques et pédologiques lorsqu'elles sont disponibles, et ce afin de pouvoir séparer les effets associés aux transferts de chaleur par convection et conduction.

La prochaine étape consistera à définir précisément ces protocoles de traitement qui font intervenir des données hétérogènes (thermiques, électromagnétiques, électriques) et de support très différents (du centimétriques au pluri-métriques), et ce, dans le but d'estimer les températures en profondeur sur l'ensemble du site d'étude et les incertitudes associées. En parallèle, à partir de l'expérience acquise par drone, des mesures thermiques par avion pourront être mises en œuvre à l'échelle du bassin.

200 ans d'évolution de la ressource en eau du bassin de la Seine

Nicolas Gallois¹, Nicolas Flipo^{1,*}, Jonathan Schuite¹, Agnès Rivière¹, Pascal Viennot¹, Fulvia Baratelli¹, Baptiste Labarthe¹, Rémy Bonnet², Julien Boé²

¹ MINES ParisTech, PSL Université, Centre de Géosciences, Fontainebleau, France

² CECI, Université de Toulouse, CNRS, CERFACS, Toulouse, France

* nicolas.flipo@mines-paristech.com

Sommaire

Contents

1	Introduction	246
2	Analyse rétrospective de la chronique de débit de la Seine à Paris	247
3	Développement du modèle sur le bassin de la Seine	252
3.1	Le modèle CaWaQS	252
3.2	Implémentation d'une application CaWaQS sur le bassin de la Seine	253
4	Etat actuel de l'hydrosystème Seine	253
4.1	Stratégie de calibration générale des modèles d'hydrosystèmes	254
4.2	Bilan des flux d'eau moyens à travers l'hydrosystème Seine sur la période 1993-2010	255
5	Comportements quantifiés de l'hydrosystème Seine au cours des XX^{ième} et XXI^{ième} siècles	258
5.1	Caractérisation de modifications dans l'occupation du sol	259
5.2	Estimation des évolutions de prélèvements en eau souterraine	260
5.3	Scénarios climatiques	262
6	Conclusion	270

Résumé

Ce chapitre présente les principales tendances rétrospective de la ressource en eau du bassin de la Seine depuis le début des années 1900 jusqu'à l'actuel. Une projection à l'horizon 2100 est également proposée. L'analyse de données de débits de la Seine, acquises depuis 1885, au niveau de la station hydrométrique de Paris Austerlitz a mis en exergue des marqueurs d'influences anthropiques sur son régime hydraulique. Le recours à la modélisation intégrée a permis d'établir le bilan hydrique complet de l'hydrosystème Seine. Son comportement a été modélisé sur trois périodes distinctes ; début XX^{ième}, période actuelle et fin XXI^{ième} siècle. Cette approche a permis de quantifier, pour la première fois, les échanges nappe-rivière spatialisés ainsi que la mise en évidence de l'impact des prélèvements anthropiques sur ces échanges. Ces travaux ont couplé : (i) l'utilisation de séries climatiques historiques finement reconstituées, (ii) une méthodologie de reconstruction de l'occupation du sol depuis le début des années 1900 et (iii) une méthode permettant la sélection d'une projection climatique unique. Ces évolutions de comportement sont synthétisées, pour les trois périodes, sous la forme de régimes moyens. D'après les simulations réalisées, le système est stable jusqu'à la période actuelle. Cependant, à l'avenir, des perturbations significatives des régimes hydrologiques sont simulées avec notamment des périodes d'étiage dont la durée, la fréquence et l'intensité sont accentuées. Même si ces impacts apparaissent comme moins intenses comparativement à d'autres bassins français, des stratégies d'adaptations appropriées devront être mise en place.

Pour citer cet article : N. Gallois et al., 200 ans d'évolution de la ressource en eau du bassin de la Seine, dans Mesures hydrogéophysiques et biogéochimiques haute-fréquence et "time lapse" des interfaces nappe-rivière : évolution des ressources en eau, Editeurs (eds.), Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine, Volume 4, 2019

Points clés

- Des marqueurs d'influence anthropique sur le régime hydraulique de la Seine à Paris ont été mis en évidence par cette analyse ;
- Une quantification spatialisée de l'ensemble des flux d'eau au sein de l'hydrosystème Seine a été réalisée pour trois contextes climatiques et anthropiques contrastés (début XX^{ième}, période actuelle, fin XXI^{ième} siècle) ;
- Les simulations montrent que les périodes d'étiage, à venir, auront une durée, une fréquence et une intensité accentuées. La gestion des ressources en eau devra s'adapter à celles-ci.

1 Introduction

Tel que mentionné par Guillocheau et al. (2000), Billen et al. (2007) et Flipo et al. (2019), l’hydrosystème Seine est l’un des principaux réservoirs d’eau d’Europe. Il est soumis à une très forte pression anthropique, en partie due à l’influence de la mégapole parisienne. Sur l’ensemble du bassin, un volume d’eau moyen annuel de 3 milliards de m³ est soutiré par les prélèvements anthropiques. Dans un contexte de changement climatique, cette pression pourrait mettre en danger la pérennité de cette importante ressource en eau. La modélisation spatialement distribuée est désormais communément utilisée dans le but d’évaluer l’état et l’évolution potentielle de la ressource en eau à une échelle régionale (Hattermann et al., 2017). Sur la base de travaux internationaux visant à quantifier les effets du changement climatique sur le cycle global de l’eau, en particulier au sein des différents exercices CMIP (Climate Model Intercomparison Projects, (Meehl et al., 2007; Taylor et al., 2012)), ces conséquences ont pu être estimées à l’échelle de la France (Dayon et al., 2018; Déqué et al., 2012). Dayon et al. (2018) et Déqué et al. (2012) ont montré qu’une occurrence accrue de phénomènes pluvieux intenses en hiver, associés à des périodes d’été plus sévères et plus longues (de Mai à fin Octobre). Les précédents travaux menés par Habets et al. (2013) sur le bassin de la Seine ont abouti aux mêmes conclusions.

Les résultats obtenus sur l’impact du changement climatique sur les hydrosystèmes régionaux ne paraissent actuellement pas encore suffisamment mûrs pour être utilisés dans les prises de décision (Webber and Donner, 2017; Donnelly et al., 2018) et d’optimisation des services climatiques (Hewitt et al., 2012). En effet, ces aspects requièrent une connaissance approfondie du comportement d’un tel système, solidement fondée sur des analyses et des études rétrospectives menées sur le long, voire très long terme, tandis que la majorité des approches ne considèrent généralement que la dimension prospective, avec des fenêtres temporelles d’évolution débutant à l’actuel.

A l’échelle du bassin de la Seine, le programme PIREN privilégie la conduite d’études combinant volet rétrospectif et prospectif, en plus d’une caractérisation du système à l’actuel. De ce fait, ce chapitre propose la déclinaison d’une telle approche sur l’évolution de la ressource en eau du bassin. Un tel effort permet une meilleure vision d’ensemble du fonctionnement intégré de l’anthro-éco-hydrosystème et tend, de fait, à contribuer à la prise de décisions plus sûres (Rockström et al., 2009).

Etudier les trajectoires passées implique la reconstitution, à la fois, de données climatiques et d’occupation du territoire. L’approche par assimilation de données au sein des Modèles de Circulation Générale (MCG), initialement proposée dans les années 1990, a permis la ré-analyse de données météorologiques sur plus de 40 ans (Kalnay et al., 1996) et a rendue possible, ces dernières années, des ré-analyses à long terme (plusieurs décennies) (Saha et al., 2010; Dee et al., 2011; Kobayashi et al., 2015), voire très long terme (siècle) (Compo et al., 2011; Poli et al., 2016).

Bonnet et al. (2017) ont ainsi pu tirer parti de ce dernier type de ré-analyses en y appliquant des méthodes de descente d’échelle, les rendant de fait utilisables à l’échelle régionale de la Seine. Dans la lignée de ces travaux, une première reconstruction rétrospective de l’évolution de la ressource en eau du bassin a été proposée par Poli et al. (2016). Outre l’évolution du climat, l’ère actuelle a également introduit des perturbations significatives dans l’occupation des sols (Crutzen, 2002; Crutzen and Steffen, 2003; Ellis and Ramankutty, 2008; Ellis et al., 2010; Ramankutty and Foley, 1999), que la méthodologie adoptée de reconstitution du comportement rétrospectif de l’hydrosystème Seine présentée ci-après, tente d’intégrer.

Ces travaux concrétisent près de 30 ans d'études hydrogéologiques menées sur le bassin, élaborées dans le cadre du PIREN-Seine. S'appuyant sur des études locales sur l'interface nappe-rivière ([Dous-san et al., 1994, 1997](#)) et le développement progressif d'une connaissance sur les flux d'eau profonde du bassin, une première approche par modélisation couplée des écoulements d'eau a été proposée par [Gomez et al. \(2003\)](#), ayant ultérieurement bénéficié d'améliorations concernant les interactions entre surface et subsurface ([Saleh et al., 2011; Pryet et al., 2015](#)). La voie de la modélisation numérique s'est alors répandue au sein de la communauté hydro-météorologique, initiatrice du développement de MCG ([Ducharne et al., 2003](#)) et de méthodes de couplage avec des modules SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer, [Habets et al. \(2013, 1999\); Rousset et al. \(2004\)](#)).

Elle a également permis l'élaboration d'applications couplées variées en vue de reconstituer, par exemple, les évolutions des teneurs en nitrates dans les aquifères suite à des changements de pratiques agricoles ([Ledoux et al., 2007; Flipo et al., 2007b,a](#)), ou encore l'impact du changement climatique sur la qualité des eaux ([Ducharne, 2007](#)). L'ensemble de ces études a abouti à la création du modèle hydrologique-hydrogéologique distribué CaWaQS (Chapitre 3), utilisé par la suite.

2 Analyse rétrospective de la chronique de débit de la Seine à Paris

La station hydrométrique de Paris (Pont d'Austerlitz) mesure depuis 1885, l'évolution du débit de la Seine. Elle offre la plus longue et dense chronique de mesures disponible. Intégré à l'amont de cette station, le bassin drainé est d'une surface de 43 800 km², soit près de 60% du bassin total. De fait, un tel jeu de données constitue un premier aperçu de la réponse hydrodynamique du système régional. L'analyse de cette chronique révèle des marqueurs témoins de modifications du régime hydraulique, que celles-ci soient d'origines naturelles et/ou anthropiques. De plus, cette série temporelle donne une possibilité d'analyse de la réponse du bassin lorsque soumis à des événements extrêmes, tels que des sécheresses ou des épisodes de crues.

Associé à un débit maximum moyen interannuel de 583 m³.s⁻¹, le régime de hautes eaux de la Seine prend place, d'une manière générale, en mi-Février avant d'amorcer une diminution progressive vers un régime d'étiage centré sur le mois d'Août, pour un débit moyen d'étiage interannuel de 125 m³.s⁻¹ (Figure 11.1). Cependant, la variabilité interannuelle du débit apparaît remarquablement élevée, en particulier en période hivernale, où le différentiel entre quantiles 0.05 et 0.95 est de l'ordre de 1000 m³.s⁻¹. Cet aspect se reflète également dans les *extrema* historiques, variant d'une valeur minimum de 20 m³.s⁻¹ (sécheresse historique de 1921) à un maximum de 2600 m³.s⁻¹ (crue de 1910) (Figure 11.2a), soit des variations enregistrées sur deux ordres de magnitude.

En plus d'une forte variabilité interannuelle, le comportement de la Seine témoigne d'une nette influence inter-décennale (Figure 11.1b). En effet, le débit moyen calculé sur la période 1885-2018 est de 319 m³.s⁻¹, tandis que les valeurs annuelles varient entre 125 et 750 m³.s⁻¹. D'une façon générale, plusieurs années proches de la moyenne ont tendance à se succéder, alors que l'enchaînement de décennies plus sèches ou humides se fait selon une pseudo-cyclicité de basse fréquence assez caractéristique (Figure 11.1b). Une telle variabilité est la conséquence de l'influence de fluctuations globales climatiques et océaniques associées aux oscillations NAO (North Atlantic Oscillation) et AMV (Atlantic Multi-decadal Variability, [Boé and Habets \(2014\); Hurrell \(1995\); Hurrell and Deser \(2014\); Massei et al. \(2010\); Kerr \(2000\); Schlesinger and Ramankutty \(1994\)](#)).

L'index NAO se définit par une anomalie par rapport à une différence normalisée de pression atmosphérique entre Reykjavik (Islande) et Lisbonne (Portugal) (Hurrell, 1995). Les phases à NAO positif sont caractérisées par des conditions anticycloniques dominantes au niveau des Açores, favorisant ainsi la redirection de masses d'air chaud vers le Nord de l'Europe, à l'origine d'hivers doux et humides (Hurrell et al., 2001; Visbeck et al., 2001; Hurrell et al., 2003). A l'inverse, des phases à NAO négatif favorisent un contexte plus sec sur le bassin. Concernant l'AMV, les mécanismes qui en sont à l'origine sont plus sujets à controverse, le rôle de phénomènes à la fois naturels et anthropiques ayant été démontré dans le contrôle de sa variabilité, même si les circulations atlantiques sur l'origine de l'AMV sont généralement reconnues comme facteur prépondérant (Boé and Habets, 2014). En termes de signatures temporelles, la fréquence du NAO est principalement associée à des périodes de 5-7 ans et 16-19 ans, tandis que celle associée à l'AMV est de 60-100 ans (Bonnet, 2018; Boé and Habets, 2014; Schlesinger and Ramankutty, 1994; Dieppois et al., 2016; Wang et al., 2017), ce qui rend l'influence de ce dernier, de fait, plus difficile à détecter étant donné la durée relativement restreinte généralement couverte par les données d'observation (Schlesinger and Ramankutty, 1994; Sutton and Dong, 2012). Ces phénomènes globaux ont été démontrés comme étant majoritairement à l'origine de la variabilité observée dans les débits moyens annuels de la Seine (Boé and Habets, 2014; Massei et al., 2010, 2017; Massei and Fournier, 2012).

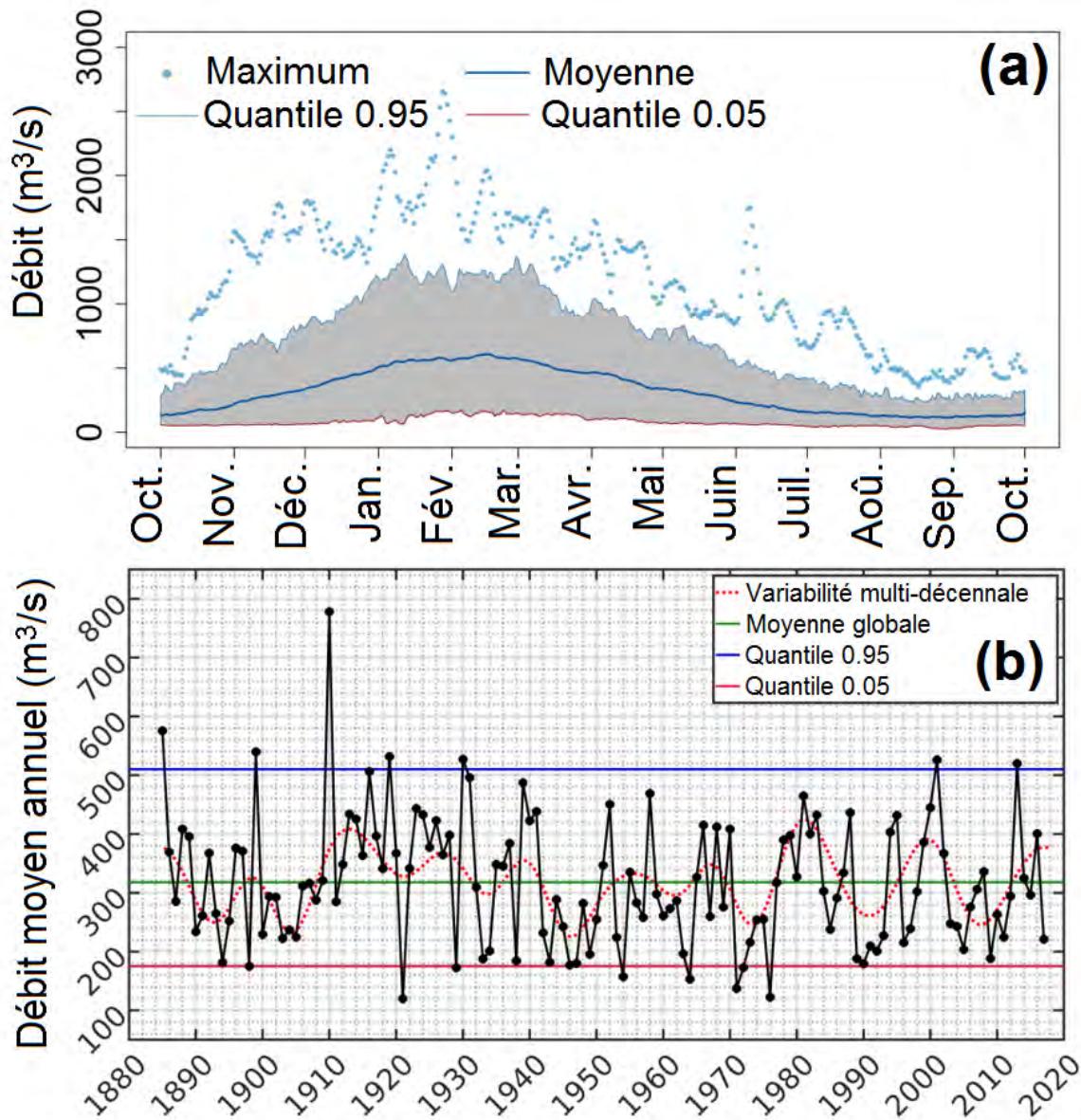


FIGURE 11.1. Débits de la Seine mesurés à la station de Paris (Pont d'Austerlitz) depuis 1885. (a) Débits journaliers moyens et maximums au cours de l'année hydrologique. Les quantiles 5% et 95% sont également précisés. Calculs réalisés avec le package R-FlowScreen (Dierauer et al., 2017). (b) Débits moyens annuels (courbe en trait plein/figurés ponctuels noirs) et variabilité multi-décennale (courbe en pointillés rouges).

Malgré la nette identification de ces variabilités interannuelles et inter-décennales dans des chroniques de débits, il faut remonter bien avant 1960 pour retrouver dans ces données, la présence de crues exceptionnelles. En effet, seules les années 1910, 1924, 1945 et 1955 témoignent de débits de pointe hors-normes, au-delà des $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Figure 11.2a). Ce constat est en partie dû à la création, depuis le milieu des années 1960, de barrages réservoirs de grande capacité, localisés en amont de bassin, et tout particulièrement, de Paris (Flipo et al., 2019). Les trois plus grands réservoirs ont été construits en dérivation de la Seine en 1966, de la Marne en 1974 et de l'Aube en 1990, avec des capacités de stockage associées de 220, 360 et 180 millions de m^3 respectivement. Un réservoir plus modeste d'une capacité de 80 millions de m^3 a été créé sur l'Yonne en 1949, mais sa localisation, très en amont du bassin restreint son efficacité quant à des événements intenses à Paris.

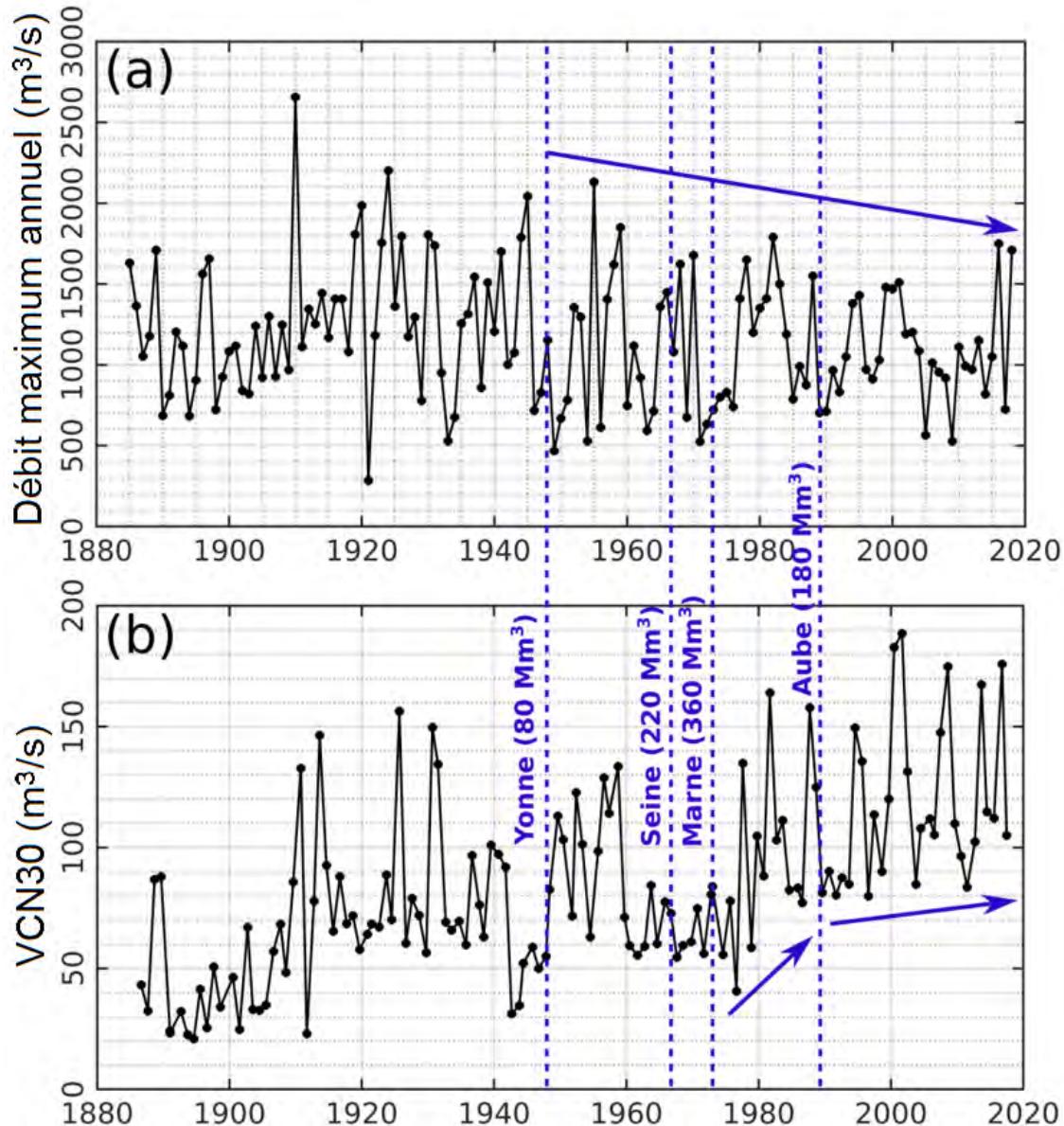


FIGURE 11.2. Deux déclinaisons statistiques des débits de la Seine à la station hydrométrique de Paris-Austerlitz depuis 1885. (a) Débits maximums annuels. (b) Valeurs du débit caractéristique VCN30. Les segments pointillés verticaux matérialisent les dates d'apparition des 4 barrages-réservoirs. Les noms des cours d'eau et des capacités de stockage respectives sont également mentionnés.

Jusqu'à aujourd'hui, ces ouvrages sont parvenus à limiter efficacement l'impact de crues potentiellement dommageables pour Paris et ses environs, pouvant stocker au total jusqu'à 840 millions de m³. A l'inverse, au cours de périodes d'étiages plus intenses que la normale, l'eau y est relâchée afin d'assurer le maintien d'un débit minimum objectif de 60 m^{3.s⁻¹ de la Seine à Paris. Cette perturbation anthropique du régime hydraulique de la Seine se manifeste dans les chroniques de débits, *a minima*, de deux façons différentes : (i) par une diminution de la variance associée aux débits moyens annuels et maximums (Figures 11.1b et 11.2a), soulignant la faculté des ouvrages à atténuer les extrêmes climatiques sur le débit de la rivière, par lissage du signal de débit, (ii) par un maintien des valeurs de VCN30 (débit moyen minimum annuel mesuré sur une période de 30 jours consécutifs au cours d'une année civile) (Galéa et al., 1999) au-dessus d'un seuil de 55 m^{3.s⁻¹ depuis le début des années 1960, à l'exception de l'année 1976, associée à un épisode de sécheresse extrême (VCN30 de 40 m^{3.s⁻¹) (Figure 11.2b), au cours d'une année particulièrement sèche dans son ensemble (débit moyen annuel de 120 m^{3.s⁻¹). De plus, les valeurs de VCN30 sont rarement tombées en deçà de 80 m^{3.s⁻¹ depuis le début des années 1980 (Figure 11.2b). Ceci souligne l'aide considérable apportée par ces ouvrages, dans la régulation du débit de la Seine, amoindrissant l'impact d'événements extrêmes pouvant altérer l'intégrité des écosystèmes et des activités humaines.}}}}}

La chronique longue de données à la station du Pont d'Austerlitz renferme des informations précieuses quant à la réponse de l'hydrosystème Seine aux conditions climatiques auxquelles il est soumis. Comme tout autre hydrosystème terrestre, celui de la Seine joue le rôle de filtre passe-bas sur le signal de pluie efficace. En d'autres termes, les plus hautes fréquences du signal climatique se voient transformées par l'ensemble des processus d'écoulements, tandis que les plus basses fréquences sont retranscrites telles quelles dans le signal de débit. En appliquant des méthodes d'analyse spectrale sur les signaux de pluie efficace et de débit, il est possible d'obtenir une estimation de premier ordre du temps de réponse moyen vis-à-vis des trois principaux compartiments d'un hydrosystème : le domaine de surface, la zone non-saturée et le système aquifère (Schuite et al., 2019). Appliqué aux données d'Austerlitz, le temps moyen de réponse aux entrées climatiques du système est estimé à 1.7±0.2 jours, 5.0 ±1.3 jours et 2.5 ±0.2 ans pour le ruissellement de surface, les transferts en domaines non-saturés et saturés respectivement. De plus, selon la même analyse, il est estimé que 81%±2 du débit en rivière est fourni par le système aquifère. Sans surprise, cette analyse préliminaire indique combien la Seine est dépendante du stock d'eau provenant des aquifères, lesquels sont très capacitifs et transmissifs de par leur nature sédimentaire dominante. Ceci indique également la haute vulnérabilité de la Seine aux extrêmes climatiques, et aux crues en particulier, étant donné le faible temps de réponse au ruissellement. Cependant, dans la mesure où les ouvrages hydrauliques viennent perturber le régime naturel du bassin depuis le milieu des années 1970, le temps de réponse apparent lié au système aquifère augmente à 7.3 ± 0.2 ans et la fraction d'eau souterrain contribuant, *in fine* au débit des cours d'eau est plus proche de 90% (pour une analyse spectrale appliquée aux données de débit sur la période 1974-2018). Cependant, cette méthode d'analyse n'intègre pas les conséquences des modifications du milieu au cours du temps (occupation du sol par exemple) tel qu'implémenté dans les outils de modélisation distribuée. Ceci démontre la sensibilité de la dynamique du débit en rivière aux développements des territoires et montre également la nécessité d'utiliser des schémas plus complexes de modélisation afin de comprendre avec précision, quantifier et prédire les processus mis en jeu et les flux associés sur l'ensemble du bassin. Ceci constitue précisément l'objectif principal de ce chapitre.

3 Développement du modèle sur le bassin de la Seine

3.1 Le modèle CaWaQS

Le fonctionnement de l’hydrosystème Seine est aujourd’hui simulé à l’aide du code de calcul CaWaQS (CAtchment Water Quality Simulator) (Chapitre 3). Il s’agit d’un modèle spatialement distribué simulant le bilan d’eau ainsi que les dynamiques des flux dans l’ensemble des compartiments d’un hydrosystème. Inspiré des travaux publiés par de Marsily et al. (1978) et initialement implémentés au sein du modèle MODCOU (Ledoux, 1980; Ledoux et al., 1984, 1989a,b), une premier réécriture en Fortran90 a été élaborée *via* le projet EauDyssée (Saleh et al., 2011; Pryet et al., 2015; Flipo et al., 2012; Baratelli et al., 2016; Labarthe et al., 2014; Vergnes and Habets, 2018) intégrant en plus le calcul des hauteurs d’eau en rivière (Saleh et al., 2011; Pryet et al., 2015; Baratelli et al., 2016). Après avoir étendu le concept d’écoulements souterrains emboités aux niveaux des interfaces nappe-rivière (Tóth, 1963; Flipo et al., 2014), CaWaQS 2.x a été recodé selon un principe de couplage entre libraires de fonctions écrites en langage *C*. A un pas de temps journalier, les calculs d’écoulement d’eau réalisés en domaines de surface, sub-surface et profond, s’articulent autour de cinq principaux modules (Chapitre 3) :

- un module de surface, principalement contraint par l’occupation et la nature dominante des sols ainsi que par l’évolution du climat. Il calcule le bilan hydrique de surface *via* une approche conceptuelle à réservoirs (Girard et al., 1980; Deschesnes et al., 1985). Les données de précipitations et d’évapotranspiration potentielle (ETP) sont utilisées dans le but d’estimer l’évapotranspiration réelle (ETR), le ruissellement et l’infiltration à l’échelle de chaque maille de surface ;
- un module non-saturé, ayant pour rôle de transférer l’eau infiltrée du domaine de surface vers la nappe. Ce module s’appuie sur une approche conceptuelle à réservoirs en cascade, de manière à diffuser les flux d’infiltration dans le temps, ce qui constituera la recharge de l’aquifère (Nash, 1959; Besbes and De Marsily, 1984) ;
- un module saturé résolvant l’équation de diffusivité (de Marsily, 1986b) en pseudo-3D (Ledoux, 1980; Ledoux et al., 1989b), pour une configuration aquifère multicouche selon la méthode des différences finies (de Marsily et al., 1978). Cette résolution utilise la recharge, ainsi que les prélèvements en tant que terme source.
- un modèle de conductance, représentant les échanges nappe-rivière (Ledoux et al., 1989b; Rutherford, 2007; Ebel et al., 2009; Flipo et al., 2014) ;
- un module hydraulique chargé de calculer, en tout point du réseau hydrographique, selon un schéma de Muskingum, les évolutions du débit et de la hauteur d’eau des rivières (David et al., 2011, 2013). Les débits simulés pour chaque cellule de calcul du réseau résultent des flux échangés aux interfaces nappe-rivière et de la contribution directe du ruissellement de sub-surface.

3.2 Implémentation d'une application CaWaQS sur le bassin de la Seine

La grille de surface de l'application couvre une superficie de 81 200 km², laquelle inclut dans sa totalité le bassin versant topographique de la Seine, de 76 300 km² ([Labarthe, 2016](#)). Cette couche se divise en bassins versants élémentaires, d'une surface moyenne de 11 km², au sein desquels le calcul du bilan hydrique est réalisé. Le réseau hydrographique implémenté au modèle est directement fourni par la base nationale CARTHAGE. Pour cette application, le calcul des échanges nappe-rivière a été restreint au réseau hydrographique principal (Figure 11.6) décrivant près de 4 520 km de rivière (ordres de Strahler > 3, [Strahler \(1957\)](#)). Contrairement à une première mouture de l'application Seine ne comprenant que trois couches aquifères réalisée par [Gomez et al. \(2003\)](#) et [Ledoux et al. \(2007\)](#), le système souterrain a été re-discretisé afin d'explicitement définir 6 couches aquifères ([Pryet et al., 2015](#)). La version actuelle de l'application, développée par [Labarthe \(2016\)](#), définit 7 unités, incluant les plaines alluviales, le tout découpé selon un maillage gigogne, constitué des cellules variant entre 200 et 3 200 m de côté. Les couches aquifères décrites peuvent être regroupées, des plus anciens au plus récents, en trois ensembles principaux ([Flipo et al., 2019](#)) :

- l'aquifère de la Craie du Crétacé, ayant de loin l'impluvium le plus important ;
- un ensemble aquifère du Tertiaire de 5 couches, localisé au centre du bassin, majoritairement constitué de calcaires et de sables datés du Paléocène au Miocène ;
- une couche aquifère intégrant l'extension des principales formations quaternaires alluviales anciennes et récentes des grandes rivières du bassin.

Les aquifères Jurassiques, localisés en bordure Est du bassin ne sont pas explicitement représentés dans cette application mais pris en compte *via* une procédure simplifiée utilisant, en sub-surface, une approche par réservoir dans le but de rediriger l'eau infiltrée vers le réseau hydrographique.

4 Etat actuel de l'hydrosystème Seine

Tel que précédemment évoqué, un des objectifs est ici de caractériser le comportement moyen de l'hydrosystème Seine. Ainsi, afin que les résultats obtenus traduisent correctement ce comportement pour une période donnée ([de Fouquet, 2012](#)), ceux-ci seront présentés par la suite, sous formes de moyennes sur 17 ans. Ce choix résulte de conclusions formulées dans de précédents travaux, à savoir :

- l'identification d'une influence périodique de 17 ans de l'oscillation NAO sur les données climatiques et de débits du bassin ([Massei et al., 2010](#)) ;
- une stationnarité prouvée du stock d'eau du bassin, à la fois en domaine de surface et souterrain sur cette même durée ([Flipo et al., 2012](#)).

Le modèle CaWaQS a recours aux données de précipitations et d'ETP issues de SAFRAN ([Quintana-Seguí et al., 2008](#); [Vidal et al., 2010](#)), un système d'analyse atmosphérique mésoéchelle des variables de surface, produisant des données journalières à un pas spatial de 8 km. Ce système s'appuie majoritairement sur le réseau d'observations de Météo-France. La pression anthropique sur la ressource en eau souterraine est traduite dans le modèle par le biais de prélèvements au sein des différentes unités aquifères. Les volumes annuels prélevés sont issus de bases de données fournies par l'agence de l'eau Seine-Normandie.

4.1 Stratégie de calibration générale des modèles d'hydrosystèmes

La méthodologie séquentielle de calibration proposée par Flipo et al. (2012) pour ce type de modèles est ici appliquée. Cette approche innovante se décompose en 2 étapes (Figure 11.3). La première consiste en une optimisation automatique des paramètres régissant le bilan hydrique de surface via l'utilisation d'une fonction multi-objectifs, prenant en compte l'évolution des débits en rivière ainsi que les dynamiques de ruissellement. Ces dynamiques sont, en particulier, estimées par une méthode de séparation d'hydrogrammes. La seconde phase est une étape classique de calibration manuelle par essai-erreur (Pryet et al., 2015) des paramètres de sub-surface; calibration réalisée sur la base des flux d'infiltration calculés à l'issue de la première étape. Enfin, les coefficients de conductance régissant les flux d'échanges nappe-rivière sont automatiquement calculés, en utilisant la perméabilité horizontale de l'aquifère sous-jacent (Rushton, 2007).

Dans cette approche, l'étape initiale est cruciale dans la mesure où celle-ci conditionne les flux d'infiltration utilisés dans la seconde. Les flux d'eau internes à un hydrosystème, estimés par modélisation couplée sont hautement sensibles à la recharge estimée (Wu et al., 2014), de même que les paramètres du domaine souterrain le sont à l'estimation du débit de base (Hunt et al., 2006; Yager, 1998), indirectement lié à la recharge aquifère (Brutsaert and Nieber, 1977; Arnold et al., 2000). Afin d'intégrer ces aspects cruciaux à la méthode de calibration, l'idée fondatrice de celle-ci est d'ajouter une estimation du débit de base en plus des données d'observations traditionnelles composant la fonction à minimiser (débits en rivière et niveaux piézométriques). Ces estimations du débit de base sont directement calculées à partir des chroniques de débits observés, aux niveaux de 30 stations hydrométriques du bassin (Labarthe, 2016), par l'utilisation d'un filtre récursif initialement proposé par (Lyne and Hollick, 1979), puis amélioré par (Chapman, 1991). La séparation d'hydrogramme est fondée sur l'estimation d'un paramètre de récession réalisée par calibration de la courbe $\log Q = f(t)$ suite à un événement pluvieux (Chapman, 1999).

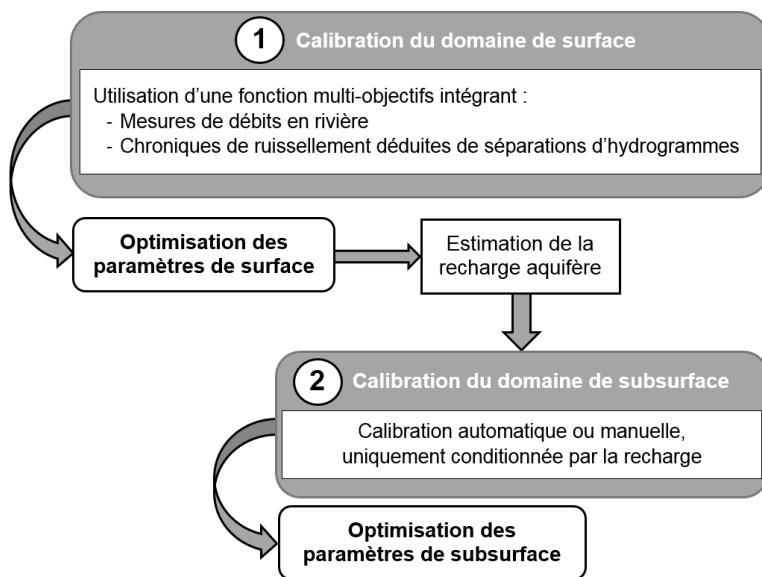


FIGURE 11.3. Procédure innovante de calibration en deux étapes de l'application CaWaQS sur le bassin de la Seine. Les réalisations de chacune des étapes aboutissent à un jeu optimisé de paramètres, identifié en caractères gras sur l'illustration.

Les débits en rivière sont calculés de manière satisfaisante par le modèle CaWaQS sur la période 1993-2010, aux niveaux de diverses stations du bassin tel que mentionné dans le tableau 11.4. Par exemple, le coefficient de Nash ([Nash and Sutcliffe, 1970](#)) à la station de Paris-Austerlitz est de 0.90 ([Labarthe, 2016](#)).

4.2 Bilan des flux d'eau moyens à travers l'hydrosystème Seine sur la période 1993-2010

Le bassin de la Seine est soumis à un taux moyen de précipitations annuelles de 812 mm/an, lequel présente une très grande variabilité spatiale, conditionnée à la fois par la topographie et la distance à l'océan. Sa gamme de variation est, sur l'ensemble du bassin, comprise entre 595 et 1370 mm/an (Figure 11.4a). Le taux d'infiltration est de 111 mm/an sur l'ensemble du bassin, soit 56% de la pluie efficace moyenne (Figure 11.5). De façon cohérente avec la distribution spatiale des cumuls de précipitations, celle liée à l'infiltration s'organise autour d'un gradient centripète, allant de zones à forte infiltration sur le pourtour du bassin (181 mm/an sur la bordure Est jurassique) vers de plus faibles valeurs dans la partie centrale, où le système aquifère y est explicitement modélisé (82 mm/an) (Figure 11.4c). Les prélevements anthropiques en domaine souterrain constituent environ 14% de la recharge aquifère totale, laquelle est fournie à hauteur de 21% par infiltration depuis le réseau hydrographique (Figure 11.5).

Sur l'ensemble du système aquifère multicouche modélisé, un flux vertical descendant majoritaire, de la sub-surface vers la couche aquifère de la Craie est simulé, redistribué à 44% vers les formations alluviales en contact avec la Craie, en périphérie de bassin (Figure 11.5). Le long de l'interface nappe-rivière intégrée au modèle, un régime dominant d'alimentation des rivières depuis le système aquifère est simulé (Figure 11.6). En effet, intégré sur l'ensemble du réseau en contact avec une unité aquifère, un flux moyen d'exfiltration (*i.e.* de l'aquifère vers le réseau) de $140 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ est simulé, tandis que seuls $47 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ s'infiltrent en moyenne dans le sens inverse (Figure 11.5). L'ensemble du réseau hydrographique draine les unités aquifères modélisées d'un débit de $10 \text{ L.s}^{-1}.\text{km}^{-1}$ ([Pryet et al., 2015](#); [Labarthe et al., 2015](#)).

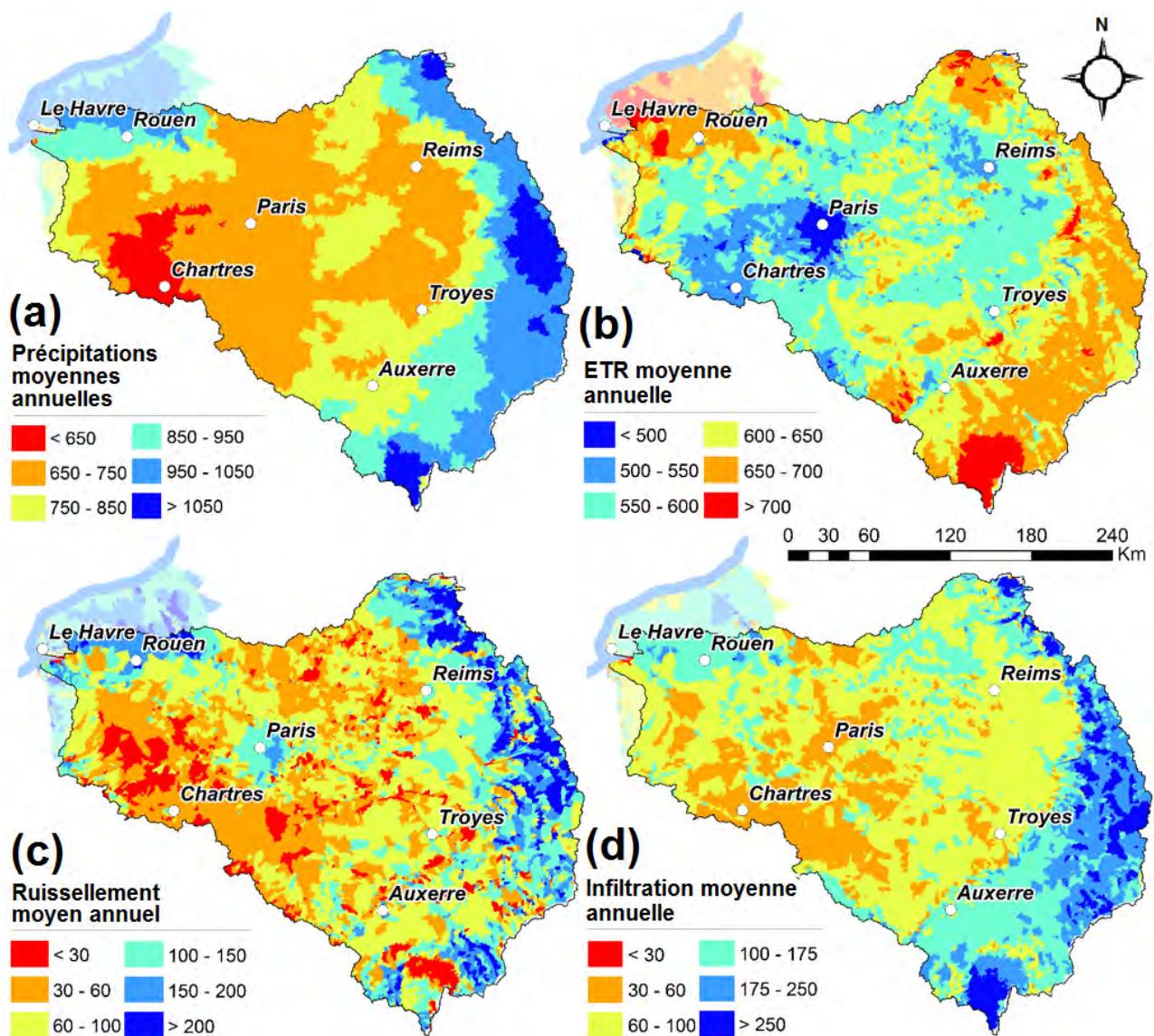


FIGURE 11.4. Distributions spatiales moyennes sur le bassin, pour la période 1993-2010 (a) des cumuls annuels de précipitations SAFRAN et des valeurs annuelles moyennes simulées (b) d'ETR, (c) d'infiltration et (d) de ruissellement. Unités en mm/an.

La proportion du réseau hydrographique alimenté par le système aquifère est de 82%. Ce taux serait de 97% en l'absence de prélèvements en nappe. Ce constat permet d'identifier une perturbation significative des relations entre eau de surface et de sub-surface par une pression anthropique sur la ressource en eau souterraine, modifiant à son tour, à la fois, le fonctionnement biogéochimique de cette interface et les taux d'émission de gaz à effet de serre (Newcomer et al., 2018).

Les conséquences de telles perturbations sur les caractéristiques écologiques des rivières sont encore très peu maîtrisées et constituent toujours l'objet de recherches en cours (Marmonier et al., 2012; Boano et al., 2014). Les pompes les plus importantes soutirent un débit de $10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ des plaines alluviales associées à la partie aval du réseau hydrographique (ordres de Strahler > 3). La moitié de ce débit est directement prélevé dans les aquifères alluviaux, la partie restante étant pompée depuis les rivières via le mouvement naturellement ascendant des eaux aquifères vers le réseau (Pryet et al., 2015).

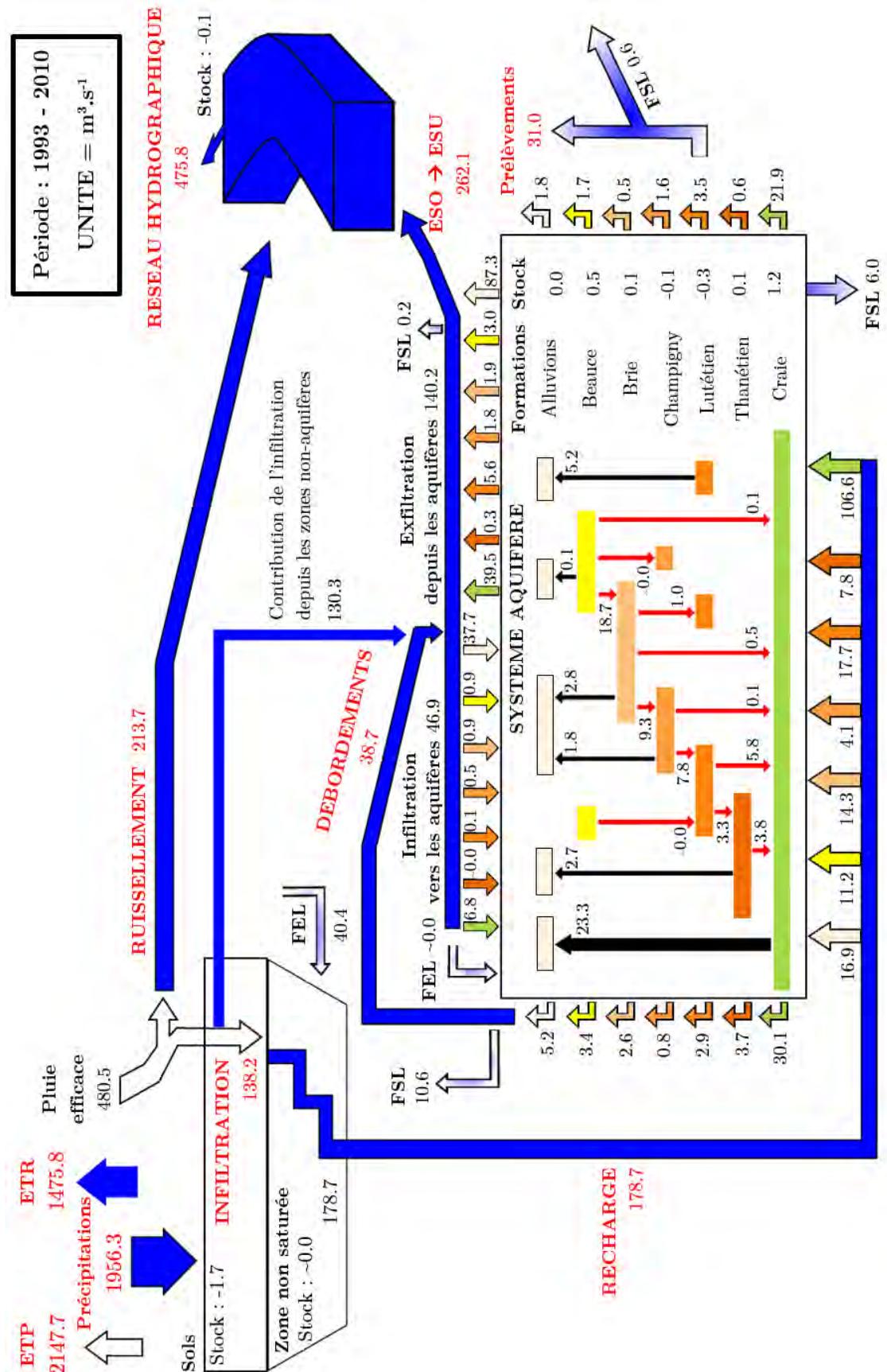


FIGURE 11.5. Flux moyens d'eau simulés transitant au sein de l'hydrosystème Seine sur la période 1993-2010. Tous les flux mentionnés sont en exprimés en $m^3.s^{-1}$. Les flèches rouges (resp. noires) distinguent un flux de drainance descendante (resp. ascendante) entre unités aquifères. FSL : flux sortant aux limites, FEL : flux entrant aux limites, ESO : Eaux souterraines, ESU : Eaux superficielles.

A l'interface nappe-rivière, les flux d'échanges sont bidirectionnels. De fait, il convient de distinguer (i) le "flux brut" échangé, correspondant à la simple somme absolue des flux dans les deux sens et (ii) le "flux net", qui en est la différence. A l'échelle du bassin de la Seine, les deux types de flux diffèrent de près de 50%. Cette proportion est maintenue au cours des années les plus sèches, mais vient à croître de 50% au cours des années humides (Pryet et al., 2015). Tel que conceptualisé par (Flipo et al., 2014), la majeure partie des échanges le long du réseau principal a lieu au niveau de l'interface nappe-rivière, représentée à cette échelle d'étude par les plaines alluviales. Les débordements de nappe, associés à ces échanges contribuent à hauteur de 55% du débit total à l'exutoire du bassin (Figure 11.5).

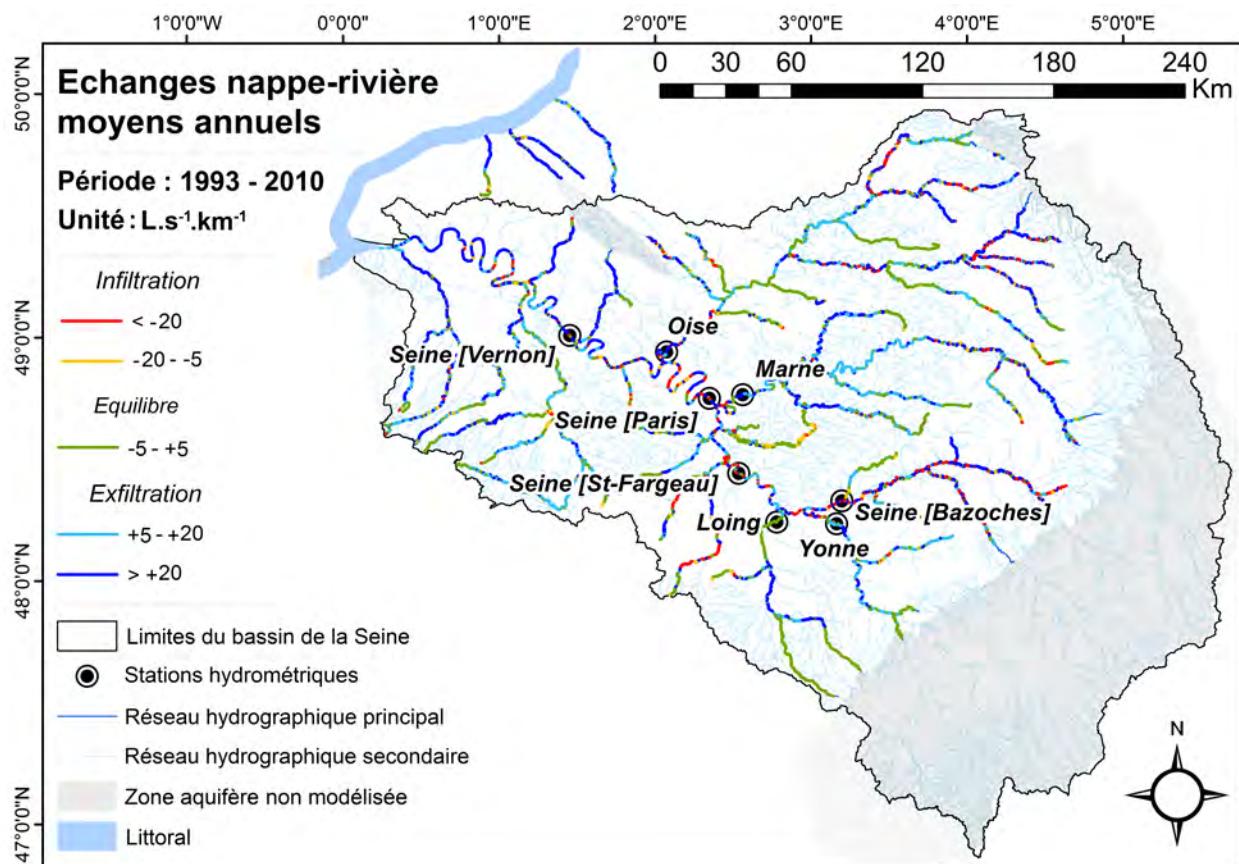


FIGURE 11.6. Distribution spatiale des flux moyens annuels d'échange simulés à l'interface nappe-rivière sur la période 1993-2010. Les principales stations hydrométriques de référence utilisées par la suite sont également mentionnées.

5 Comportements quantifiés de l'hydrosystème Seine au cours des XX^{ième} et XXI^{ième} siècles

De par les différentes sources de données utilisées pour décrire le système au sein de l'application, cette dernière offre la possibilité de quantifier les modifications de comportement du bassin sous différents scénarios, combinant des contraintes présélectionnées portant sur l'évolution du climat, l'occupation des sols et la pression anthropique. Ainsi, il devient possible de reconstituer la trajectoire de l'hydrosystème Seine depuis le début des années 1900 jusqu'à la fin du siècle en cours.

Deux scénarios sont ici proposés afin d'en évaluer, selon la méthode précédente, les variations de flux d'eau associées : **(i)** une première simulation prenant place au début du XX^{ième} siècle (1917-1934), intégrant l'utilisation de données climatiques passées reconstituées ainsi que des modifications dans l'occupation du sol, **(ii)** une seconde (2083-2100), utilisant les données dérivées d'un MCG, forcé par un scénario de forte émission RCP8.5 (Representative Concentration Pathway) (Taylor et al., 2012) afin d'évaluer la réponse de l'hydrosystème en contexte de changement climatique. Le forçage radiatif associé au profil des scénarios RCP8.5 sont caractérisés par une augmentation progressive tout au long du XXI^{ième} siècle (laquelle s'accentue tout particulièrement au-delà de 2060), afin d'atteindre un taux de 8.5 W/m² en fin de siècle.

Des modifications dans les prélèvements d'eau souterraine sont également implémentées à la simulation. Dans un souci de simplification, ces deux scénarios seront, dans la suite du document, respectivement identifiés par les sigles "1900s" et "2100s". Les résultats associés à la simulation de référence précédemment évoquée seront à référencer sous l'étiquette "2000s".

5.1 Caractérisation de modifications dans l'occupation du sol

Au sein du module de surface de CaWaQS, les caractéristiques d'occupation et de texture du sol déterminent des unités de réponses hydrologiques, sur lesquelles sont réalisés les calculs de bilan hydrique. Ainsi, dans le cadre de simulations rétrospectives et/ou prospectives, il convient de s'attarder à essayer d'estimer, du mieux que possible, les évolutions d'occupation du sol pour les trois principaux types recensés sur le bassin : les zones urbaines, arables et forestières (Tableau 11.2).

A l'échelle des 24 départements du bassin, des données issues des recensements de population fournis par l'INSEE pour les années 1901 et 2009 ont permis d'évaluer, la proportion de territoire que représentaient potentiellement les aires urbaines au sein du domaine d'étude au début des années 1900. Afin d'effectuer la conversion entre taux de population et surfaces urbanisées, la formule (11.108) est utilisée, reliant la surface artificialisée S_a (exprimée en hectares pour 1000 habitants) et la densité de population p (en habitants/km²) (Couturier et al., 2017) :

$$S_a = 1475p^{-0.6} \quad (11.108)$$

Une approche similaire est adoptée pour le scénario prospectif "2100s", en utilisant cette fois-ci des résultats du projet Explore2070 (Ministère de l'Ecologie, 2012), qui fournit des données de projection sur l'évolution de la population à l'horizon 2070. Ces dernières ont été considérées constantes sur la période 2070-2100. Concernant les surfaces forestières, les proportions d'évolutions entre 1950 et 2010, également disponibles à l'échelle du département, ont été extraites de recensements forestiers (AGRESTE, 2009). Cependant, aucune donnée n'est disponible avant 1950. Les taux de variations sur la première moitié du XX^{ième} siècle étant, par ailleurs, négligeables (Koerner et al., 2000), ce sont les données associées à 1950 qui ont été retenues dans le cadre du scénario "1900s". Pour la partie prospective, les surfaces forestières ont été considérées constantes par rapport à la période actuelle.

En complément, dans le cas du scénario "1900s" uniquement, les données d'occupation du sol ont été localement raffinées pour la région de Paris (Figure 11.7), en utilisant des données mises à disposition par l'IAU (Institut d'Aménagement et d'Urbanisme de la région Île-de-France). Cette étape additionnelle tend à intégrer, aussi précisément que possible, l'extension significative des surfaces urbaines au cours du temps et ses conséquences sur le calcul du bilan hydrique. Dans les deux cas, les surfaces en zones urbaines et sous couvert forestier ont été ajustées au dépend ou au bénéfice des évolutions en terres arables sur l'ensemble du domaine. Ces modifications sont réalisées sous hypothèse de surface en zones humides constantes au cours du temps sur l'ensemble du bassin.

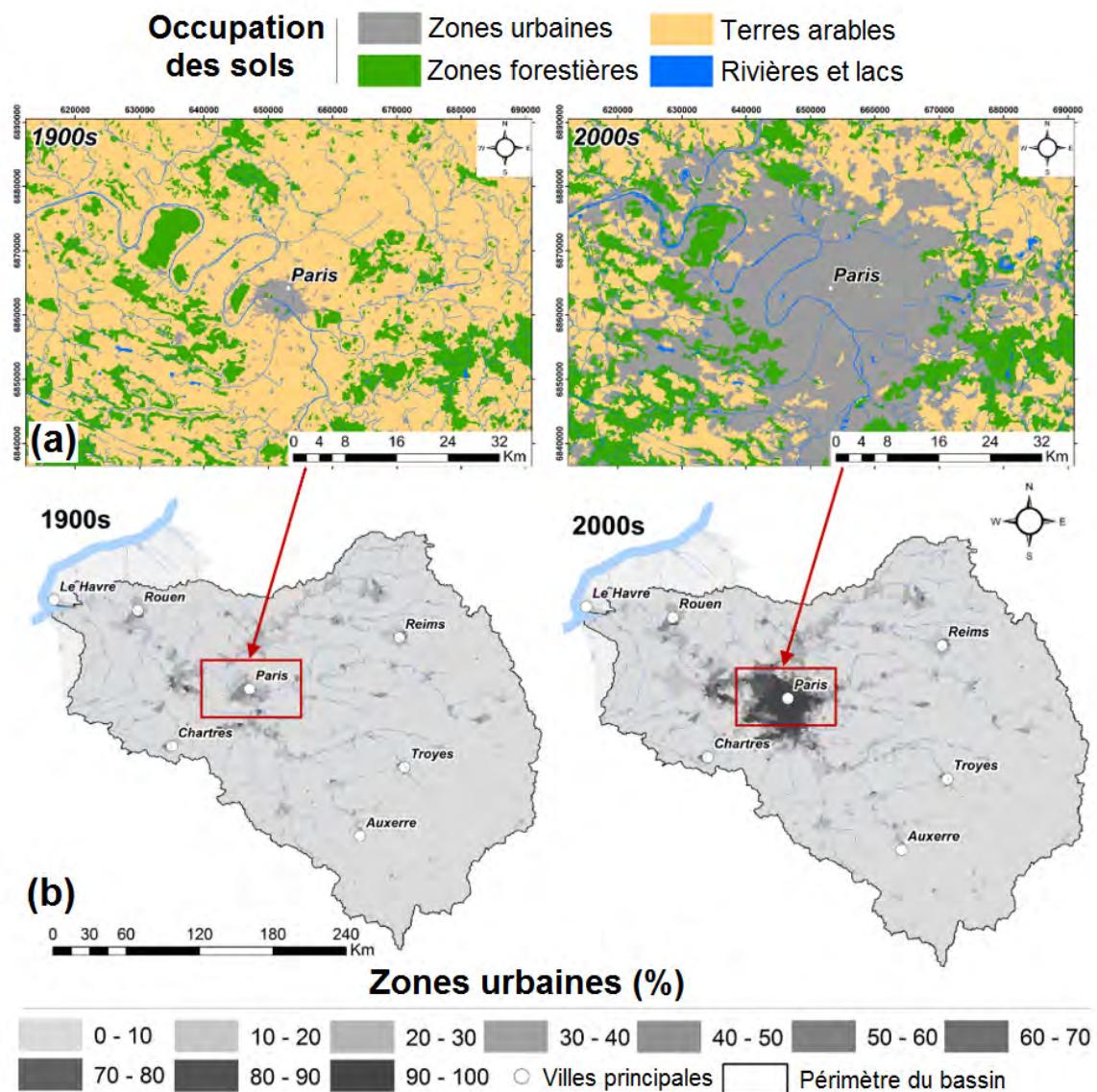


FIGURE 11.7. (a) Distribution spatiale des principaux types d'occupation du sol pour la région de Paris (partie supérieure de l'illustration). (b) Evolution des proportions en surfaces urbaines à l'échelle du maillage de surface du modèle CaWaQS pour les simulations "1900s" et "2100s" (partie inférieure de l'illustration).

5.2 Estimation des évolutions de prélèvements en eau souterraine

Les projections issues d'Explore2070 (Ministère de l'Ecologie, 2012) permettent d'affecter, dans la simulation prospective, des coefficients de variation aux prélèvements souterrains actuels. Ces coefficients ont été différenciés selon le type (AEP, industrie, irrigation) et la localisation géographique du point de prélèvement.

Ces projections, étroitement élaborées en lien avec des hypothèses portant sur l'évolution des taux et des flux de population issues des prévisions INSEE, estiment le nombre d'habitants sur le bassin à l'horizon 2070 à 21 millions (Tableau 11.2). Concernant les prélèvements à des fins d'alimentation en eau potable, les tendances prévoient une augmentation de 40% du nombre de foyers sur la période 2006-2070, conjointement à une diminution globale de la consommation en eau, laquelle diffère selon le type d'habitat (-0.3% par an pour les immeubles, -0.6% par an pour les habitations individuelles). Une légère amélioration des systèmes d'adduction d'eau est aussi intégrée (+0.2% par an). Pour les prélèvements relatifs à l'industrie, trois paramètres principaux sont considérés dans ces hypothèses : le taux de production, les tendances amorcées sur la période passée et le type de circuits de refroidissement. Ces projections se fondent sur une diminution générale de 4.0% des prélèvements par an, compensée en majorité par un accroissement de la production industrielle. Elles font également la part belle à la poursuite de la fermeture des circuits de refroidissement, conjointement à des améliorations de leur efficacité. Enfin, pour les besoins en irrigation, les demandes en eau des plantes sont calculées en intégrant le type de plante, leurs besoins respectifs, les précipitations ainsi que la méthode d'irrigation considérée (goutte-à-goutte, irrigation gravitaire, etc.) et son efficacité. Il convient de garder en tête que ces projections n'intègrent pas l'impact potentiel du changement climatique sur ces besoins en eau.

TABLEAU 11.2. *Chiffres clés concernant la répartition des principaux types d'occupation du sol, des prélèvements en eau souterraine et des taux de population sur l'ensemble du bassin de la Seine, dans le cadre de la simulation de référence "2000s". Les variations relatives, exprimées en%, pour les scénarios 1900s et 2100s, par rapport à cette simulation de référence sont également mentionnés.*

Scénario	1900s	2000s	2100s
Prélèvements (en $10^6 m^3.an^{-1}$)			
AEP	-100%	731	-12.9%
Industrie	-100%	169	-52.6%
Irrigation	-100%	96	-2.5%
Total	-100%	996	-16.7%
Occupation du sol (en% de surface)			
Zones urbaines	-3.3%	7.9	+0.1%
Zones forestières	-2.7%	23.2	0%
Terres agricoles	+6.0%	68.9	-0.1%
Démographie (en 10^6 habitants)			
Taux de population	-47%	16.7	+26%

Pour résumer, la prise en compte des projections Explore2070 au sein de la simulation prospective entraîne une diminution du volume total moyen annuel prélevé de -16.7% par rapport à son équivalent sur la période actuelle 1993-2010, avec des variations relatives significativement différentes selon le type de pompage considéré, respectivement de -2.5, -12.9 et -52.6% pour les besoins pour l'irrigation, l'AEP et le domaine de l'industrie (Tableau 11.2).

A l'actuel, le volume total prélevé moyen annuel est de 993 millions de m³ par an, scindé selon la répartition suivante : 73% pour l'AEP, 17% pour l'industrie et 10% pour les besoins en irrigation. En ce qui concerne la simulation rétrospective "1900s", l'hypothèse selon laquelle l'intégralité des prélèvements était réalisée dans les eaux de surface est formulée. De fait, aucun prélèvement souterrain n'est considéré dans ce cas.

5.3 Scénarios climatiques

5.3.1 Réanalyses historiques

Les variables climatiques utilisées dans le cadre de la simulation "1900s" sont issues de nouvelles séries reconstituées par Bonnet ([Bonnet, 2018](#)), fondées sur une réanalyse atmosphérique sur le long terme. Ces chroniques se basent sur les données du projet NOAA 20CRv2C (National Oceanic and Atmospheric Administration) ([Compo et al., 2011](#)), désagrégées ([Bonnet et al., 2017](#)) selon une approche statistique ([Boé et al., 2007; Dayon et al., 2015](#)) et utilisées en mobilisant la chaîne de modélisation ISBA-MODCOU ([Rousset et al., 2004; Habets et al., 2008](#)). Projetées à l'échelle de la grille SAFRAN, elles intègrent, dans le processus de changement d'échelle, l'utilisation de mesures en vue d'assurer une reproduction satisfaisante de la variabilité spatio-temporelle des précipitations, de la température ainsi que des débits en rivière.

5.3.2 Méthodologie de sélection d'une unique projection climatique pour la simulation prospective

A l'échelle globale, une multitude de réanalyses et de prédictions climatiques existent. De par les différences de structure, de paramétrisation et de régionalisation respectives qui les caractérisent, les séries climatiques produites font état de résultats très contrastés, concernant les données de précipitations et d'ETP en particulier, impactant *in fine*, les prédictions des modèles hydrologiques et hydrogéologiques les utilisant ([Dayon et al., 2015; Hattermann et al., 2018; Her et al., 2019; Ashraf Vaghefi et al., ress](#)).

Plus précisément, si la paramétrisation des modèles hydrologiques et la manière dont ceux-ci conceptualisent un hydrosystème relèvent de la plus haute importance quant à l'évaluation de son fonctionnement, les modélisateurs du climat s'accordent sur le fait que les modèles de climat constituent la source dominante d'incertitude dans le cadre de projections climatiques ([Hattermann et al., 2018; Her et al., 2019; Ashraf Vaghefi et al., ress](#)).

En vue d'évaluer l'impact du changement climatique sur l'hydrosystème régional, plusieurs approches sont utilisées ([Maraun et al., 2010](#)), ayant généralement recours à des procédés de désagrégation statistique ([Dayon et al., 2018, 2015; Maraun et al., 2010](#)) ou encore à l'usage de modèles plus régionaux comme c'est le cas dans le cadre du projet EURO-CORDEX ([Jacob et al., 2014](#)).

Afin d'identifier une trajectoire future du bassin de la Seine, le choix est ici fait d'avoir recours à une méthode de sélection d'une projection unique, parmi celles disponibles, méthode capable d'identifier la capacité de ces projections à reproduire l'état actuel du système, tel que recommandé par ([Radanovics et al., 2013](#)). Ainsi, les projections issues de quatre MCG et d'un Modèle de Climat Régional (MCR), tirés du 5^{ième} exercice du GIEC (CMIP5 - Fifth Coupled Model Intercomparison Project) ([Taylor et al., 2012](#)) ont ainsi été désagrégées à l'échelle de la grille SAFRAN et rendues disponibles sur la période 1850-2100. Les données issues des modèles suivants ont ainsi été analysées : CanESM2 (Canada), MIROC5 (Japon), BCC-CSM-1-1-m (Chine), CSIRO-Mk3-6-0 (Australie) et Aladin-Climat (France).

Tel qu'évoqué au paragraphe 2, la réponse hydrologique de la Seine est marquée par les fluctuations associées à des phénomènes climatiques de large-échelle, comme le NAO. Par conséquent, il apparaît important d'établir la présence et la stabilité de telles fluctuations dans les séries climatiques utilisées pour les modélisations hydrogéologiques, surtout étant donné que les fluctuations de basses fréquences sont difficiles à simuler (Martin et al., 2014). Ainsi, une méthodologie de transformation en ondelettes a été appliquée afin de comparer les séries de précipitations produites par chacun des modèles aux données de référence SAFRAN, et ce, pour quatre régions à climats contrastés sur le bassin (secteurs de Pays de Caux, Beauce, Champagne et Morvan).

Sur chacun de ces secteurs, une chronique de précipitation moyenne journalière élaborée à partir de 9 mailles SAFRAN adjacentes (carré de 3x3 soit une surface de 576 km²) est considérée. Les chroniques temporelles de précipitations journalières ont été transformées en ayant recours à la méthode de Transformation Continue en Ondelettes (CWT – Continuous Wavelet Transformation) avec une ondelette-mère de Morlet, dans l'objectif de dissocier les différentes temporalités présentes dans la variabilité du signal (Figure 11.8).

Seuls les résultats obtenus pour le secteur de Beauce sont ici présentés (Figure 11.8), les autres zones ne présentant pas de différences majeures. Sur la base de cette analyse, il apparaît que l'ensemble des modèles diffèrent sensiblement des données de référence, ce qui constitue un résultat peu surprenant étant donné les difficultés connues liées à la modélisation du climat et aux méthodes de désagrégation (Dayon et al., 2015). En particulier, les modèles BCC-CSM, CanESM2, CSIRO-Mk3 et Aladin-Climat ne présentent pas les périodes attendues en variabilité de basse fréquence. Par exemple, les gammes déterminées dans le cas du modèle BCC-CSM sont différentes de celles identifiées dans la réanalyse SAFRAN (*i.e.* périodes 5-7 et 16-19 ans). De même, les magnitudes associées au cycle annuel sont surestimées. Les séries climatiques issues des modèles CSIRO-Mk3 et CanESM2 ne présentent aucune variabilité pour des périodes supérieures à 10 ans, constat une fois de plus en incohérence avec les données SAFRAN (Massei et al., 2010, 2017) (Figure 11.8).

A l'inverse, les séries de précipitations issues du modèle MIROC5 présentent une meilleure cohérence globale avec les données SAFRAN, même si un manque d'énergie est à noter pour la période 5-7 ans, ce qui est d'ailleurs le cas pour l'ensemble des modèles. Par conséquent, la projection RCP8.5 issue du modèle MIROC5 a ainsi été sélectionnée dans le cadre de la simulation "2100s".

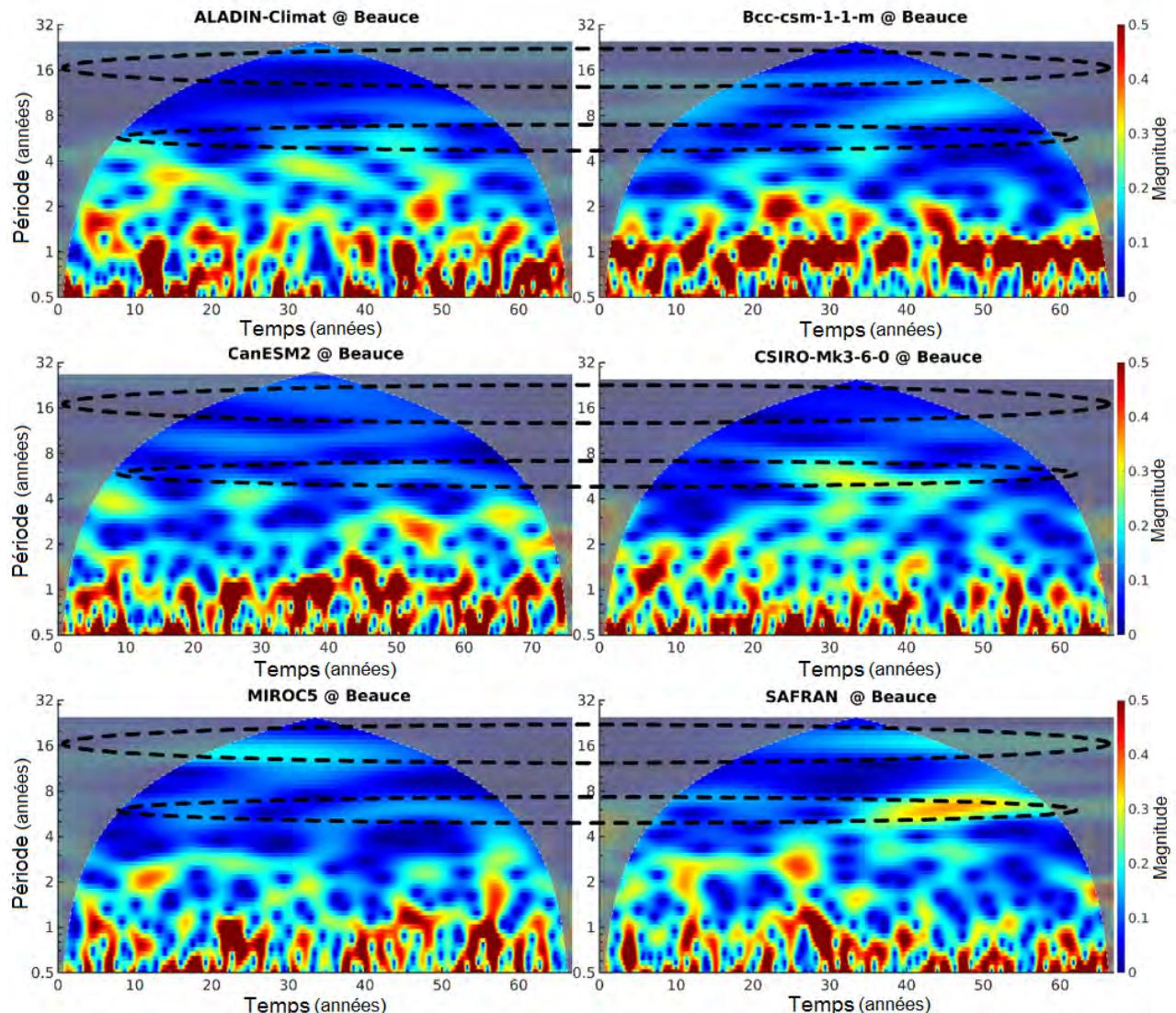


FIGURE 11.8. Scalogrammes réalisés sur la chronique de précipitations journalières du secteur de Beauce, et ce, pour les 5 produits climatiques ainsi que pour les données SAFRAN, utilisées en tant que référence. L'échelle de magnitude est bornée à 0.5 mm pour l'ensemble des scalogrammes de manière à permettre une bonne visibilité des résultats obtenus en domaine de basses fréquences. Le modèle MIROC5 est retenu dans le cadre de la simulation prospective dans la mesure où le scalogramme associé est le plus proche de celui des données de référence, en particulier sur les périodes 5-7 ans et 16-19 ans. L'enveloppe en pointillés blancs délimite un "cône d'influence", limite au-delà de laquelle la fiabilité des résultats n'est plus garantie.

5.3.3 Trajectoire d'évolution de la ressource en eau de 1900 à 2100

Les principales évolutions du bassin de la Seine ont été évaluées du début des années 1900 à l'horizon 2100. Dans chacune des configurations simulées, les variations de flux sont exprimées relativement à une référence, ce qui suppose l'hypothèse d'un biais stationnaire des données climatiques sur l'ensemble des trois périodes. De fait, chacun des scénarios se doit d'être comparé à une référence qui lui est propre. Dans le cas "1900s", la référence considérée est l'état du système à l'actuel, tel que précédemment présenté (simulation 2000s, Figure 11.5) et dans le cas prospectif "2100s", la référence est établie en simulant le comportement du système sur la période actuelle 1993-2010, en utilisant le forçage de réanalyse historique issu du modèle MIROC5.

5.3.4 Bilans en eau et modalités de recharge

Comme bon nombre d'autres bassins d'Europe de l'Ouest et du Nord, les débits de la Seine montrent une saisonnalité marquée, principalement conditionnée par une fluctuation quasi-sinusoidale de l'ETR au cours de l'année hydrologique, tandis que les apports par précipitations apparaissent comme beaucoup plus stables (Figure 11.9). L'inter-comparaison des trois simulations aux niveaux des chroniques moyennes mensuelles de précipitations (Figure 11.9a) illustre un phénomène d'accroissement de leur saisonnalité au cours du temps, particulièrement accentué dans le cas de la simulation "2100s".

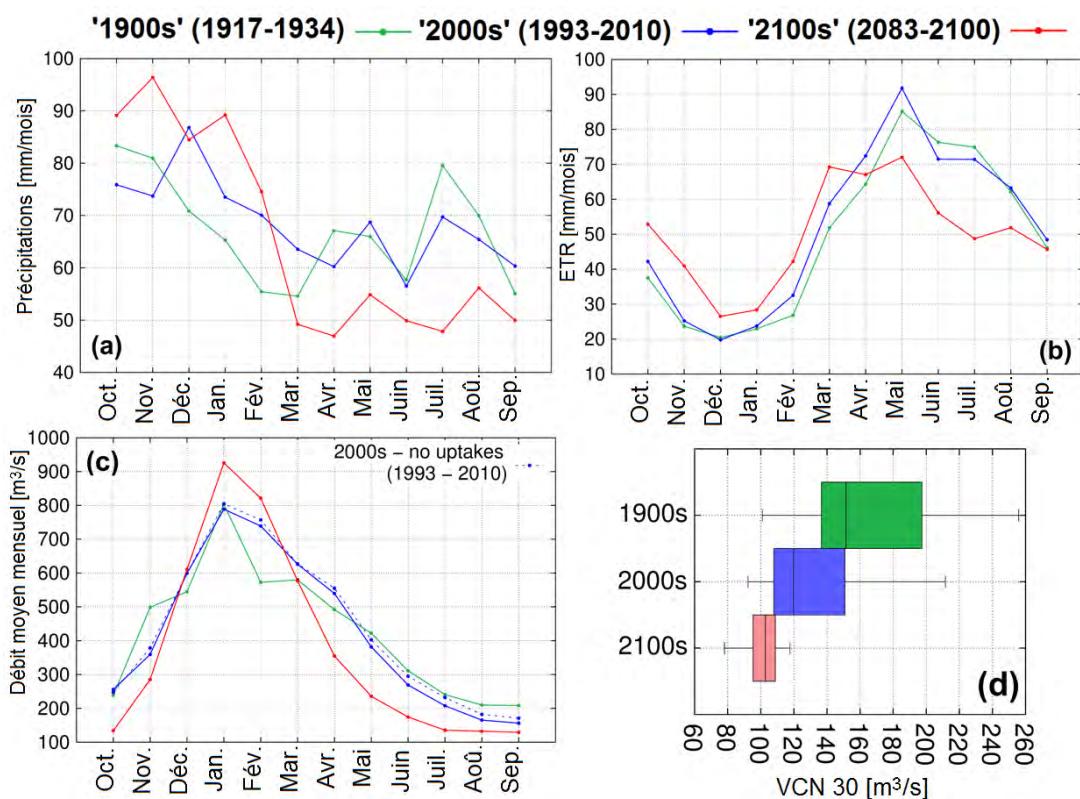


FIGURE 11.9. Distributions temporelles des cumuls mensuels moyens de (a) précipitations et (b) d'ETR sur le bassin, sur une durée de 17 ans. Valeurs en mm/mois. (c) Distribution des débits moyens mensuels (en $m^3.s^{-1}$) à la station de la Seine à Vernon (exutoire). (d) Distribution des valeurs de débits VCN30 (en $m^3.s^{-1}$) à l'exutoire. Code couleur : Bleu = simulation actuelle contrainte par forçage SAFRAN. Vert = simulation retrospective 1900s contrainte par la ré-analyse de Bonnet (Bonnet, 2018). Rouge = simulation prospective 2100s forcée par les données de la série climatique MIROC5 RCP8.5.

Une méthode plus rigoureuse aurait été de considérer, en tant que référence, non pas l'état du système actuel simulé sous forçage SAFRAN, mais celui simulé sous celui établit par Bonnet (Bonnet, 2018), sur la même période. Cependant, une comparaison visuelle des résultats obtenus sous ces deux forçages ne mettent pas en évidence de différences significatives. A des fins de simplification, l'état simulé sous SAFRAN constituera la référence pour ce scénario dans le reste du document.

Cette saisonnalité impacte significativement la dynamique de recharge des nappes. En effet, pour le cas de la simulation prospective, malgré des pluies efficaces comparables à celles simulées sous période actuelle (Tableau 11.3), une variation relative du ruissellement de +14.0% est simulée, conjointement à une diminution de l'infiltration de -6.0%, engendrée par les modifications de dynamiques spatio-temporelles intrinsèques aux forçages météorologiques (Figure 11.10). Le postulat contraire aurait pu être formulé dans le cas rétrospectif, lequel intègre, à la fois, des modifications dans les entrées climatiques et dans l'usage des sols, particulièrement aux alentours de Paris. De fait, dans ce cas, il devient impossible de dissocier les impacts distincts de ces deux facteurs sur les taux de variation obtenus en sortie de modèle.

Bien que le scénario 2100s soit légèrement plus sec en termes de recharge sur le bassin (Tableau 11.3), celle-ci n'apparaît pas comme spatialement homogène (Figure 11.11b et Fig. 11.11d). En effet, les unités aquifères de l'Eocène inférieur et du Paléocène sont soumis à une légère augmentation de la recharge, respectivement de +3.0% et +8.7% par rapport à la référence. A l'inverse, des variations relatives négatives légèrement plus prononcées sont à noter au droit des parties affleureuses de la nappe de la Craie (-9.5%) ou encore de la bordure Jurassique (-8.6%).

TABLEAU 11.3. Caractérisation de l'impact des scénarios 1900s et 2100s sur le comportement moyen de l'hydrosystème Seine. L'ensemble des variations relatives exprimées (VR) est en%, par rapport à la référence respectivement associée. Sauf exception**, les flux moyens mentionnés sont calculés sur des périodes de 17 ans et tous exprimés en $m^3.s^{-1}$. ESO = Eaux souterraines, ESU = Eaux superficielles

Variables	1900s	2000s	VR	MCG ref.	2100s	VR
Précipitations	1870.5	1956.3	-4.4	1817.6	1850.7	+1.8
ETP	1916.1	2147.7	-10.8	1943.1	2455.9	+26.4
ETR	1408.6	1475.8	-4.6	1415.4	1437.6	+1.6
Pluie efficace	461.9	480.5	-3.9	402.2	413	+2.7
Ruisseaulement	178.7	213.7	-16.4	170.8	194.6	+14.0
Infiltration sur le bassin	287	268.5	+6.9	231.6	217.8	-6.0
Infiltration (zones non-aquifères)	144.4	130.3	+10.8	121.3	110.8	-8.7
Recharge aquifère	189.1	178.7	+5.8	142.3	135.4	-4.9
Prélèvements en aquifères	0.0	31.6	-	31.6	26.3	-16.8
Infiltration depuis le réseau	39.8	46.8	-15.1	46.9	47.3	+0.9
Débordements de nappe	51.4	38.7	+32.9	27.6	28.1	+1.7
Exfiltration depuis les aquifères	160.9	140.2	+14.8	123.5	124.9	+1.1
Contributions ESO \Rightarrow ESU	316.7	262.1	+20.9	225.5	216.9	-4.1
Débit moyen à l'exutoire	495.6	475.8	+4.2	396.3	411.1	+3.7
Longueur d'infiltration**	615.9	794.7	-22.5	935.4	907.3	-3.0
Longueur d'exfiltration**	3475.3	3314	+4.9	3146.9	3171.3	+0.8

5.3.5 Echanges nappe-rivière

Etant donné qu'aucun prélèvement souterrain n'est intégré à la simulation rétrospective, une comparaison des résultats obtenus sous simulations "1900s" et "2000s" permet d'identifier l'impact de ceux-ci sur les échanges nappe-rivière. En effet, la figure 11.12 présente la juxtaposition des principaux prélèvements en nappe avec les portions de réseau hydrographique pour lesquels il a été identifié, au cours du passage de la simulation "1900s" à la simulation à l'actuel, une inversion du sens global d'échange, passant d'un régime dominant d'exfiltration (*i.e.* drainage de la nappe par la rivière) à un régime majoritaire d'infiltration (*i.e.* alimentation de l'aquifère depuis le réseau hydrographique). Ainsi, 179 km de rivières sont concernés par une telle inversion. Des simulations complémentaires, non détaillées ici, ont permis de préciser, à l'échelle de chaque élément de calcul du réseau, le facteur à l'origine de cette inversion, qu'il s'agisse d'une origine climatique (matérialisé en noir sur la figure 11.12) ou conséquence de l'introduction des pompages (en rouge). Une perturbation significative des relations nappe-rivière (Tableau 11.3) par les pompages proximaux a ainsi permis d'identifier une longueur de 158 km de rivière. En conséquence, à l'échelle du bassin, l'absence de prélèvements dans le cas de la simulation "1900s" entraîne une augmentation significative de +20.9% de la contribution des eaux souterraines à l'alimentation du réseau hydrographique. Par ailleurs, les faibles variations relatives simulées dans le cas du scénario prospectif "2100s" par rapport à la référence, pour le cas des échanges nappe-rivière, témoignent d'une relative stabilité globale de l'hydrosystème (Tableau 11.3).

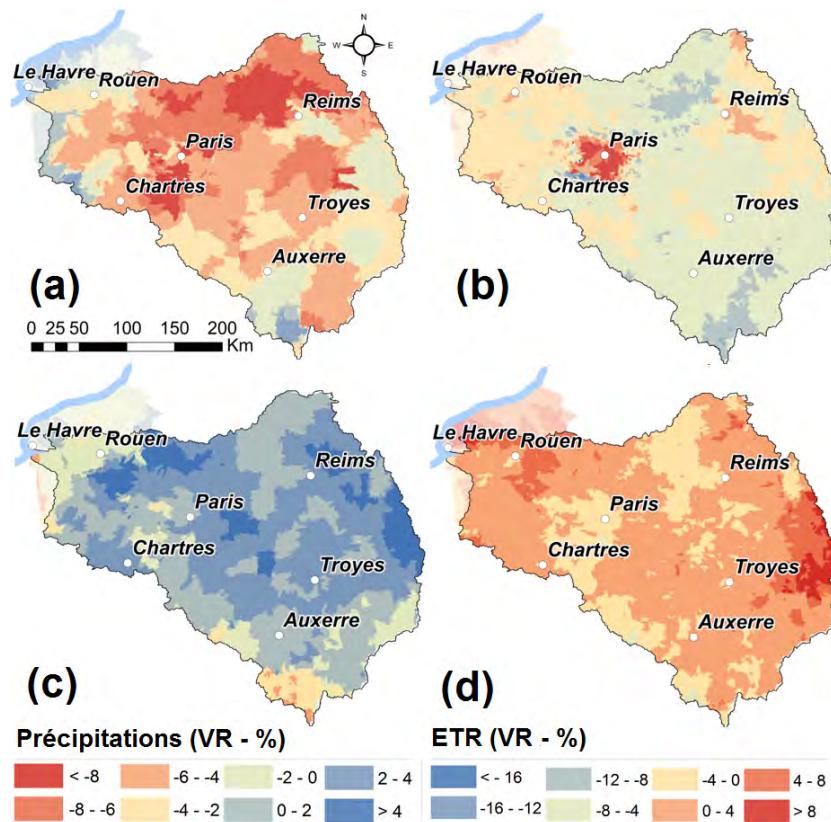


FIGURE 11.10. Va

nulée (b, d) dans le

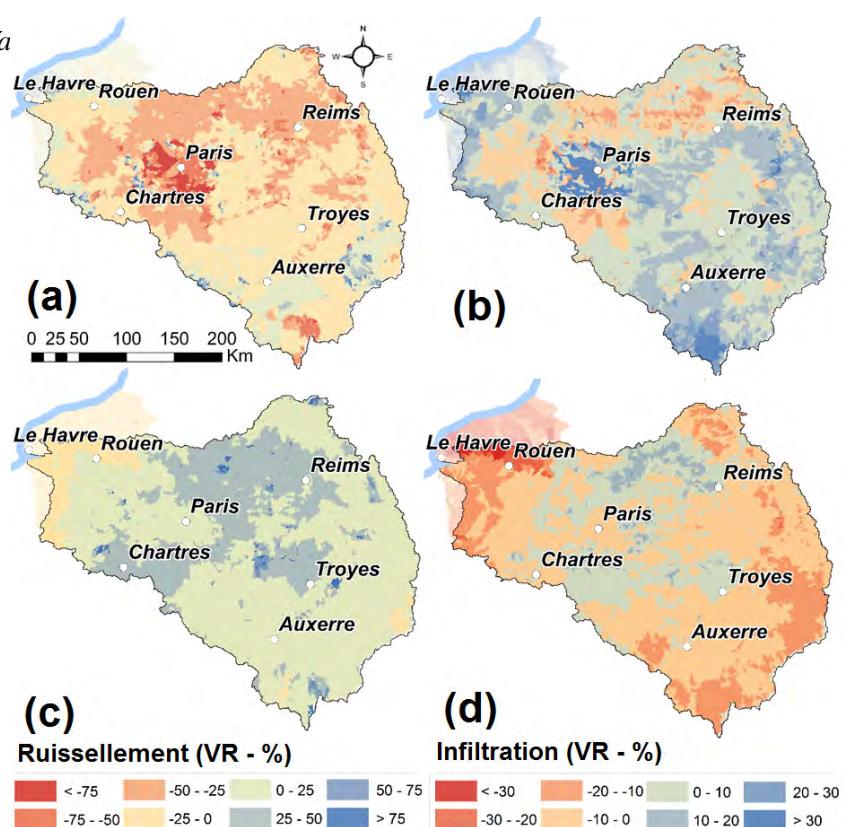


FIGURE 11.11. Variations relatives (VR) du ruissellement moyen (a, c) et de l'infiltration (b, d) dans le cadre des scénarios "1900s" (a, b) et "2100s" (c, d). Pour les figures 11.10 et 11.11, les variations relatives sont calculées respectivement aux simulations associées de référence (i.e. simulation "2000s" pour le scénario "1900s" et MIROC5-actuel pour le scénario "2100s").

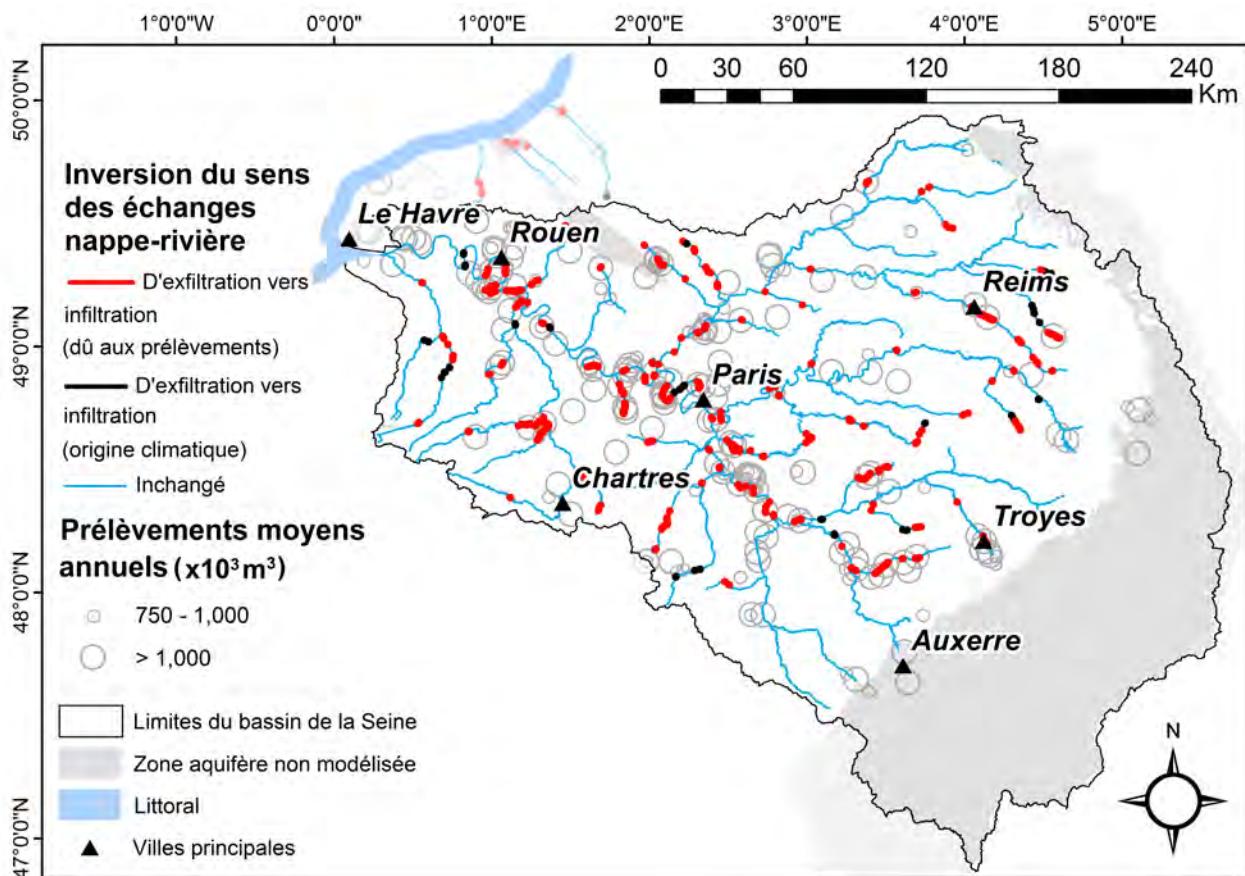


FIGURE 11.12. Perturbations des échanges nappe-rivière, du début des années 1900 à l'actuel (simulation 2000s).

5.3.6 Régimes hydrologiques

La comparaison de l'ensemble des résultats obtenus a aussi permis une comparaison des régimes aux niveaux d'un groupe de stations hydrométriques du bassin afin d'identifier d'éventuelles perturbations de comportement. Ainsi, une analyse fondée sur l'utilisation de débits caractéristiques usuels a été réalisée sur 8 stations localisées, soit à différents points de la Seine, soit à l'aval de ses principaux affluents (Tableau 11.4). Sur l'ensemble des simulations et scénarios, la gamme de variation relative sur le débit moyen annuel (module) reste en deçà de $-/+ 10\%$. Traduisant, *a priori*, une certaine stabilité du système, il convient cependant de compléter ce résultat par l'analyse des distributions temporelles des débits et des *extrema*, en particulier en période d'étiage. Pour ce faire, deux valeurs de débits caractéristiques usuels ont été utilisés : le VCN30 (valeur minimale de la moyenne glissante sur 30 jours consécutifs au cours d'une année calendaire) et le QMNA5 (débit mensuel minimal annuel associé à une période de retour quinquennale).

L'évolution des débits mensuels est en cohérence avec celle précédemment évoquée des précipitations, montrant une évolution tendant vers une situation hivernale associée à de plus forts taux de recharge et de plus faibles valeurs en saison estivale (Figure 11.9). Le régime hydrologique général du bassin de la Seine paraît stable par comparaison des configurations simulées dans les contextes 1900s et 2000s, même s'il est à noter :

- une diminution significative généralisée des débits d'étiage sur l'ensemble du bassin (cf. valeurs de QMNA5 - Tableau 11.4),
- une variabilité des débits d'étiage de plus en plus restreinte, traduisant une fréquence accrue de ce type de configuration à l'avenir.

Les évolutions quantifiées entre les simulations 2000s et 2100s pourraient conduire à de plus importantes quantités de précipitations en hiver, et inversement en été. (Figure 11.9c et 11.9d). Bien que si, dans le cas de la simulation prospective 2100s, il n'apparaît pas de variation significative en termes de disponibilité en eau à l'échelle annuelle, l'analyse des débits d'étiage confirme cette tendance à une réduction des débits en période estivale (Tableau 11.4), avec une augmentation de la fréquence des situations estivales avec déficits en eau (Figure 11.9d). Dans le cas prospectif, cette tendance identifiée semble être dans la continuité de celle déjà amorcée depuis le début des années 1900 (Figure 11.9c). L'ensemble de ces observations et conclusions sont en accord avec de précédentes études et simulations de l'impact du changement climatique (Dayon et al., 2018; Habets et al., 2013).

TABLEAU 11.4. *Variations relatives (VR – exprimées en%) des modules et des QMNA5 entre un scénario donné et sa référence respective. Les valeurs entre crochets précisent la variation relative associé à l'écart type σ_{VR} . *Les valeurs du coefficient de Nash (Nash and Sutcliffe, 1970) précisées sont celles obtenus dans le cadre de la simulation témoin 2000s. Les localisations respectives des stations listées sont mentionnées en figure 11.6.*

Station	Nash*	QMNA5		Modules	
		VR 1900s	VR 2100s	VR 1900s (σ_{VR})	VR 2100s (σ_{VR})
Yonne (Courlon)	0.81	55.5	-25.2	15.3 (29.3)	-2.3 (19.5)
Loing (Episy)	0.57	32.7	-7.2	16.1 (2.5)	3.7 (15.9)
Marne (Gournay)	0.90	18.5	-3.1	4.4 (-10.3)	3.3 (-6.7)
Oise (Pontoise)	0.69	17.0	2.5	-3.5 (-31.1)	12.1 (1.1)
Seine (Bazoches)	0.63	17.3	-1.3	7.5 (2.5)	1.8 (2.9)
Seine (St-Fargeau)	0.78	29.5	-15.7	12.6 (13.6)	0.5 (12.2)
Seine (Paris)	0.87	25.0	-8.6	8.8 (1.0)	2.2 (5.8)
Seine (Vernon)	0.77	22.9	-5.9	5.6 (-11.7)	5.1 (5.8)

6 Conclusion

Le bassin versant de la Seine fait, de même que l'ensemble des autres bassins à l'échelle mondiale, face à des modifications globales, que celles-ci soient d'origine climatique ou anthropique.

Une analyse menée sur le long terme (130 ans) des débits de la Seine à Paris a permis d'identifier des tendances historiques, en particulier sur (i) les modalités de contrôle du régime hydraulique par le climat et (ii) l'influence du développement de larges barrages-réservoirs en amont de bassin, permettant le stockage de près de 840 millions de m³en période hivernale et son relargage en été, afin d'assurer un maintien, *a minima*, d'un débit d'étiage de 60 m³.s⁻¹à Paris. Ces ouvrages ont significativement impacté le régime hydrologique de la Seine, notamment par une réduction de la variabilité des débits mensuels depuis leurs mises en place, à partir des années 1960.

Au cours des dernières décennies, le développement du modèle distribué CaWaQS, a permis de modéliser, de manière couplée, les écoulements de surface et souterrains au sein d'un hydro-système. Les phases successives de développement qu'il a connu ont progressivement permis d'affiner la manière dont sont décrites et conceptualisées les unités aquifères, le réseau hydrographique et les relations les unissant. Il a été ici utilisé afin d'établir un bilan complet des flux moyens transitant à travers l'hydro-système Seine pris dans son intégralité (flux échangés entre nappe et rivière, entre unités aquifères, au sein du réseau hydrographique, etc.), sur une période d'oscillation NAO de 17 ans. Associé à des progrès significatifs dans les domaines de l'hydrométéorologie et de la recherche sur le changement climatique, son emploi a permis de formaliser la trajectoire de la ressource en eau du bassin sur près de deux siècles. Cette étude a pu révéler une relative stabilité des débits moyens annuels sur l'ensemble du bassin, associée à des modifications sensibles du régime hydraulique annuel, amorcées depuis le début du XX^{ème} siècle, lesquelles pourraient s'intensifier à l'avenir.

En effet, il a été noté, sur l'ensemble de la période couverte par cette étude, une tendance à l'accroissement progressif au cours du temps de la diminution des débits en période d'étiage associée à une augmentation de la fréquence de telles situations de déficit estival en eau. La première phase d'évolution a identifié une diminution de 50% du débit moyen au mois d'Août à l'exutoire du bassin, dont un tiers étant imputable à un développement progressif des prélèvements en eau souterraine. L'analyse de la projection climatique RCP8.5 simulée à l'aide du modèle de circulation générale MIROC5 a révélé un renforcement de cette tendance, avec une réduction de 50% de ce même débit dans le futur par rapport à sa valeur actuelle, conjointement avec un allongement de la période d'étiage jusqu'à la fin du mois d'Octobre (et ayant commencé un mois plus tôt qu'à l'actuel). Ces mutations progressives du régime hydrologique pourraient être potentiellement atténues, si l'on considère l'augmentation significative simulée des débits et d'une potentielle recharge en période hivernale. L'ensemble de ces conclusions révèle un besoin crucial d'élaborer les stratégies d'adaptation de la gestion de la ressource en eau du bassin.

Ces travaux ont cherché à donner une attention toute particulière à la méthode employée afin de sélectionner une unique projection climatique, capable de reproduire au mieux les phénomènes de basse fréquence associés au signal de précipitations. Ils devront être renforcés à l'avenir par une analyse plus détaillée d'un plus large panel de projections climatiques, en cherchant à sélectionner de manière pertinente (et non redondante) un jeu de projections ciblées pour les modélisations hydrologiques et hydrogéologiques.

Il est à prévoir, à n'en pas douter, que les progrès réalisés autour des projections climatiques seront accompagnés d'incertitudes de plus en plus importantes liés aux modèles eux-mêmes, tout particulièrement, aux processus contrôlant les relations entre les domaines de surface et souterrain (*i.e.* recharge aquifère, échanges nappe-rivière, etc.). Le programme PIREN-Seine s'efforcera ainsi à dédier une part significative de sa recherche à ces questions scientifiques.

Bibliographie

- Aarts, E. H. L. and Van Laarhoven, P. J. M. (1985). Statistical cooling : A general approach to combinatorial optimization problems. *Philips J. Res.*, 40(4) :193–226.
- AGRESTE (2009). La statistique agricole annuelle : Présentation générale. Notice d'information, Ministère de l'agriculture et de l'alimentation.
- Ajo-Franklin, J., Dou, S., Daley, T., Freifeld, B., Robertson, M., Ulrich, C., Wood, T., Eckblaw, I., Lindsey, N., Martin, E., and Wagner, A. (2017). *Time-lapse surface wave monitoring of permafrost thaw using distributed acoustic sensing and a permanent automated seismic source*, pages 5223–5227. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2017.
- Alexander, M. and Caissie, D. (2003). Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small atlantic salmon stream. *Ground Water*, 41(1) :72–82.
- Anderson, M. P. (1989). Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. *GSA Bulletin*, 101(4) :501–511.
- Anderson, M. P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, 43 :951–968.
- Anderson, W. P., Storniolo, R. E., and Rice, J. S. (2011). Bank thermal storage as a sink of temperature surges in urbanized streams. *Journal of Hydrology*, 409(1-2) :525–537.
- Anibas, C., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., and Batelaan, O. (2011). A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology*, 397(1-2) :93–104.
- Anibas, C., Fleckenstein, J. H., Volze, N., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., and Batelaan, O. (2009). Transient or steady-state ? using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange. *Hydrological Processes*, 23 :2165–2177.
- Antoine, R., Baratoux, D., Rabinowicz, M., Fontaine, F., Bachèlery, P., Staudacher, T., Saracco, G., and Finizola, A. (2009). Thermal infrared image analysis of a quiescent cone on piton de la fournaise volcano : Evidence of convective air flow within an unconsolidated soil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183(3) :228 – 244.
- Arismendi, I., Johnson, S. L., Dunham, J. B., Haggerty, R., and Hockman-Wert, D. (2012). The paradox of cooling streams in a warming world : regional climate trends do not parallel variable local trends in stream temperature in the pacific continental united states. *Geophysical Research Letters*, 39(10) :L10401.
- Arnold, J., Muttiah, R., Srinivasan, R., and Allen, P. (2000). Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the upper mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, 227(1-4) :21–40.
- Arriaga, M. A. and Leap, D. I. (2006). Using solver to determine vertical groundwater velocities by temperature variations, Purdue University, Indiana, USA. *Hydrogeology Journal*, 14(1) :253–263.
- Ashraf Vaghefi, S., Iravani, M., Sauchyn, D., Andreichuk, Y., Goss, G., and Faramarzi, M. (In press). Regionalization and parameterization of a hydrologic model significantly affect the cascade of uncertainty in climate-impact projections. *Climate Dynamics*.
- Aslam, R. A., Shrestha, S., and Pandey, V. P. (2018). Groundwater vulnerability to climate change : A review of the assessment methodology. *Science of The Total Environment*, 612 :853 –875.
- Atekwana, E. A. and Krishnamurthy, R. V. (1998). Seasonal variations of dissolved inorganic carbon and ^{13}C of surface waters : application of a modified gas evolution technique. *Journal of Hydrology*, 205 :265–278.

- Bachrach, R. and Nur, A. (1998). High-resolution of shallow-seismic experiments in sand; Part 1, Water table, fluid flow, and saturation. *Geophysics*, 63(4) :1225–1233.
- Baratelli, F., Flipo, N., and Moatar, F. (2016). Estimation of distributed stream-aquifer exchanges at the regional scale using a distributed model : sensitivity to in-stream water level fluctuations, riverbed elevation and roughness. *Journal of Hydrology*, 542 :686–703.
- Baratelli, F., Parlanti, E., Varrault, G., Sourzac, M., Mouchel, J.-M., Mohamed, S., Jost, A., Guillon, S., Rivière, A., and Flipo, N. (2017). Caractérisation hydro-géochimique de la plaine de la Bassée en période de crue. Technical report, PIREN Seine.
- Bastola, H. and Peterson, E. (2016). Heat tracing to examine seasonal groundwater flow beneath a low-gradient stream in rural central illinois, usa. *Hydrogeology Journal*, 24 :181–194.
- Beaufort, A., Moatar, F., Curie, F., Ducharne, A., Bustillo, V., and Thiery, D. (2016). River temperature modelling by strahler order at the regional scale in the Loire river basin, France. *River Res. Applic.*, 32(4) :597–609.
- Becker, M. W., Georgian, T., Ambrose, H., Siniscalchi, J., and Fredrick, K. (2004). Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity. *Journal of Hydrology*, 296(1-4) :221–233.
- Bejan, A. (2013). Properties of Liquids. In *Convection Heat Transfer*, chapter Appendix C, pages 625–632. John Wiley & Sons, third edit edition.
- Bel, A. (2015). Projet nappstrat sn : cartographie des ressources en eau stratégiques du bassin seine-normandie. Technical report, Bureau de Recherche Géologique et Minière.
- Bendjoudi, H. (2000). Fonctionnement des zones humides riveraines du cours moyen des rivières : Analyse et modélisation de la genèse des hétérogénéités structurales et fonctionnelles -application à la seine moyenne paris. Technical report, METIS, SORBONNE UNIVERSITE.
- Bendjoudi, H., Weng, P., Guérin, R., and Pastre, J. (2002). Riparian wetlands of the middle reach of the seine river (france) : historical development, investigation and present hydrologic functioning. a case study. *Journal of Hydrology*, 263(1) :131–155.
- Bergamo, P., Dashwood, B., Uhlemann, S., Swift, R., Chambers, J., Gunn, D., and Donohue, S. (2016). Time-lapse monitoring of climate effects on earthworks using surface waves. *Geophysics*, 81(2) :EN1–EN15.
- Bergamo, P. and Socco, L. (2016). P- and S-wave velocity models of shallow dry sand formations from surface wave multimodal inversion. *Geophysics*, 81(4) :R197–R209.
- Berner, R. A. (1997). The Rise of Plants and Their Effect on Weathering and Atmospheric CO₂. *Science*, 276 :544–546.
- Bernus, A., Ottlé, C., Petrus, K., Biancamaria, S., Perrin, C., Flipo, N., Jost, A., Rivière, A., Desroches, D., and de Lavenne, A. (2018). Contribution of the SWOT mission to Seine reservoirs and gravel pits evaporation modeling. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2018, pages OS53C–1338.
- Berrhouma, A. (2018). *Fonctionnement hydrothermique de l'interface nappe-rivière du bassin des Avenelles*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Flipo, N. et Rivière, A. Géosciences et géoingénierie Paris Sciences et Lettres 2018.
- Berrhouma, A., Rivière, A., Cucchi, K., Goblet, P., and Flipo, N. (2016). Estimation des flux d'énergie à l'interface nappe-rivière des avenelles. Technical report, PIREN Seine.

- Besbes, M. and De Marsily, G. (1984). From infiltration to recharge : use of a parametric transfer function. *Journal of Hydrology*, 74(3-4) :271–293.
- Billen, G., Garnier, J., Mouchel, J.-M., and Silvestre, M. (2007). The Seine system : Introduction to a multidisciplinary approach of the functioning of a regional river system. *Sciences of Total Environment*, 375 :1–12.
- Billen, G. and Servais, P. (1989). Modélisation des processus de dégradation bactérienne de la matière organique en milieu aquatique. In et al., B., editor, *Micro-organismes dans les écosystèmes océaniques*, pages 219–245. Masson Paris.
- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Revil, A., Robinson, D. A., Singha, K., and Slater, L. D. (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resources Research*, 51(6) :3837–3866.
- Boano, F., Harvey, J. W., Marion, A., Packman, A. I., Revelli, R., Ridolfi, L., and Wörman, A. (2014). Hyporheic flow and transport processes : Mechanisms, models, and biogeochemical implications. *Reviews of Geophysics*, 52(4) :603–679.
- Boé, J. and Habets, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in france. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2) :691–708.
- Boé, J., Terray, L., Habets, F., and Martin, E. (2007). Statistical and dynamical downscaling of the seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27(12) :1643–1655.
- Bogani, T., Mohseni, O., and Stefan, H. G. (2003). Stream temperature-equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research*, 39(9).
- Bonnet, R. (2018). *Variations du cycle hydrologique continental en France des années 1850 à aujourd’hui*. PhD thesis, Université de Toulouse 3 Paul Sabatier.
- Bonnet, R., Boé, J., Dayon, G., and Martin, E. (2017). Twentieth-century hydrometeorological reconstructions to study the multidecadal variations of the water cycle over france. *Water Resources Research*, 53(10) :8366–8382.
- Bossard, M., Feranec, J., and Otahel, J. (2000). Corine land cover technical guide : Addendum 2000. *Union Européenne, Brussels*.
- Bouletreau, S., Lyautey, E., Dubois, S., Compin, A., Delattre, C., Touron-Bodilis, A., Mastrorillo, S., and Garabetian, F. (2014). Warming-induced changes in denitrifier community structure modulate the ability of phototrophic river biofilms to denitrify. *Science of the Total Environment*, 466-467 :856–863.
- Bouletreau, S., Salvo, E., Lyautey, E., and Mastrorillo, S. (2012). Temperature dependence of denitrification in phototrophic river biofilms. *Science of the Total Environment*, 416 :323–328.
- Boulton, A. and Hancock, P. (2006). Rivers as groundwater-dependent ecosystems : a review of degrees of dependency, riverine processes and management implications. *australian Journal of Botany*, 54(2) :133–144.
- Boulton, A. J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E. H., and Maurice Vallet, H. (1998). The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 29(1998) :59–81.
- Briggs, M., Lautz, L., and McKenzie, J. (2012). A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. *Hydrological Processes*, 26(9) :1277–1290.

- Briggs, M. A., Lautz, L. K., Buckley, S. F., and Lane, J. W. (2014). Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling. *Journal of Hydrology*.
- Briggs, M. A., Voytek, E. B., Day-Lewis, F. D., Rosenberry, D. O., and Lane, J. W. (2013). Understanding water column and streambed thermal refugia for endangered mussels in the Delaware River. *Environmental Science and Technology*, 47(20) :11423–11431.
- Brunke, M. and Gonser, T. (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, 37(1) :1–33.
- Brunner, P., Cook, P., and Simmons, C. (2009). Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. *Water Resources Research*, 45 :W01422.
- Brunner, P., Cook, P., and Simmons, C. (2011). Disconnected Surface Water and Groundwater : From Theory to Practice. *Ground Water*, 49(4) :460–467.
- Brunner, P., Therrien, R., Renard, P., Simmons, C. T., and Hendricks Franssen, H.-J. (2017). Advances in understanding river - groundwater interactions. *Reviews of Geophysics*, pages 818–854.
- Brutsaert, W. and Nieber, J. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3) :637–643.
- Butcher, J. B., Nover, D., and Johnson, Thomas E. and Clark, C. M. (2015). Sensitivity of lake thermal and mixing dynamics to climate change. *Climatic Change*, 129(1) :295–305.
- Caissie, D. (2006). The thermal regime of rivers : a review. *Freshwater Biology*, 51 :1389–1406.
- Caissie, D., Kurylyk, B. L., St-Hilaire, A., El-Jabi, N., and MacQuarrie, K. (2014). Streambed temperature dynamics and corresponding heat fluxes in small streams experiencing seasonal ice cover. *Journal of Hydrology*, 519 :1441–1452.
- Caissie, D. and Luce, C. (2017). Quantifying streambed advection and conduction heat fluxes. *Water Resources Research*, 53 :1595–1624.
- Cao, G., Scanlon, B. R., Han, D., and Zheng, C. (2016). Impacts of thickening unsaturated zone on groundwater recharge in the north china plain. *Journal of hydrology*, 537 :260–270.
- Cardenas, M. B., Wilson, J. L., and Zlotnik, V. A. (2004). Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resources Research*, 40(8).
- Carstea, E., Baker, A., Bieroza, M., and Reynolds, D. (2010). Continuous fluorescence excitation–emission matrix monitoring of river organic matter. *Water Research*, 44 :5356–5366.
- Caruso, A., Boano, F., Ridolfi, L., Chopp, D., and Packman, A. (2017). Biofilm-induced bioclogging produces sharp interfaces in hyporheic flow, redox conditions, and microbial community structure. *Geophys. Res. Lett.*, 44 :4917–4925.
- Chapman, T. (1991). Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses" by R.J. Nathan and T.A. McMahon. *Water Resources Research*, 27 :1783–1784.
- Chapman, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13 :701–714.
- Chen, D., Hu, M. and Guo, Y., and Dahlgren, R. A. (2016). Changes in river water temperature between 1980 and 2012 in yongan watershed, eastern china : Magnitude, drivers and models. *Journal of Hydrology*, 533 :191–199.
- Chery, L., Barbier, J., Maget, P., and Vemoux, J. F. (2000). Mots clés :règles de l'art, prélèvement d'eau souterraine, analyse, nitrates, normes. Technical Report BRGMBRP-50602-FR, BRGM, Orléans, France.

- Cho, G. and Santamarina, J. (2001). Unsaturated particulate materials—particle-level studies. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127(1) :84–96.
- Chow, V. (1959). *Open Channel Hydraulics*. McGraw Hill Company Inc., New York.
- Clark, S. P. (1966). Section 21 : Thermal conductivity. *Geological Society of America Memoirs*, 97 :459–482.
- Coble, P. (1996). Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Marine Chemistry*, 51 :325–346.
- Colleoni, F. (2019). Apport de la modélisation sur l'étude du fonctionnement hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée. Mémoire d'études d'ingénieur, Sorbonne Université, Paris.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B. E., Vose, R. S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R. I., Grant, A. N., Groisman, P. Y., Jones, P. D., Kruk, M. C., Kruger, A. C., Marshall, G. J., Maugeri, M., Mok, H. Y., Nordli, O., Ross, T. F., Trigo, R. M., Wang, X. L., Woodruff, S. D., and Worley, S. J. (2011). The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654) :1–28.
- Conant, B. (2004). Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Ground Water*, 42(2) :243–257.
- Constantz, J. (2008). Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, 44 :1–20.
- Constantz, J., Stewart, A., Niswonger, R., and Sarma, L. (2002). Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. *Water Resources Research*, 38-12 :1316.
- Cosenza, P., Guérin, R., and Tabbagh, A. (2003). Relationship between thermal conductivity and water content of soils using numerical modelling. *European Journal of Soil Science*, 54 :581–588.
- Couturier, C., Charru, M., Doublet, S., and Pointereau, P. (2017). *Le scénario Afterres 2050*. Solagro.
- Cox, M. H., Su, G. W., and Constantz, J. (2007). Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. *Ground Water*, 45 :187–195.
- Cozzetto, K., McKnight, D., Nylen, T., and Fountain, A. (2006). Experimental investigations into processes controlling stream and hyporheic temperatures, Fryxell Basin, Antarctica. *Advances in Water Resources*, 29 :130–153.
- Cranswick, R. H., Cook, P. G., Shanafield, M., and Lamontagne, S. (2014). The vertical variability of hyporheic fluxes inferred from riverbed temperature data. *Water Resources Research*, 50(5) :3994–4010.
- Crutzen, P. (2002). Geology of mankind. *Nature*, 415(6867) :23.
- Crutzen, P. and Steffen, W. (2003). How long have we been in the anthropocene era ? an editorial comment. *Climatic Change*, 61(3) :251–257.
- Cucchi, K. (2017). *Assimilating ex-situ and in-situ data for the estimation of spatially-distributed water exchanges at the stream-aquifer interface*. PhD thesis, University of California, Berkeley.
- Cucchi, K., Flipo, N., Rivière, A., and Rubin, Y. (in prep). Estimating hydrothermal properties and high-frequency fluxes from multiphysics measurements in the hyporheic zone. *Advances in Water Resources*.

- Cucchi, K., Heße, F., Kawa, N., Wang, C., and Rubin, Y. (2019). Ex-situ priors : A Bayesian hierarchical framework for defining informative prior distributions in hydrogeology. *Advances in Water Resources*, 126.
- Cucchi, K., Rivière, A., Baudin, A., Berrhouma, A., Durand, V., Rejiba, F., Rubin, Y., and Flipo, N. (2018). LOMOS-mini : a coupled system quantifying transient water and heat exchanges in streambeds. *Journal of Hydrology*, 561 :1037–1047.
- Cucchi, K., Rivière, A., Rubin, Y., and Flipo, N. (2015). Dispositif de suivi des échanges nappe-rivière sur le bassin des avenelles : de la mesure à la base de données. Technical report, Piren-Seine.
- Cuevas, J. G., Arum, J., and Dorner, J. (2019). Assessing methods for the estimation of response times of stream discharge : the role of rainfall duration. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 67(2) :143–153.
- Cunge, J. (1969). Au sujet d'une méthode de calcul de propagation de crues (méthode muskingum). *J. Res. in Hydrology*, 7(2) :205–230.
- Curie, F., Ducharme, A., Bendjoudi, H., and Gaillard, S. (2003). Classification et typologie fonctionnelle des zones humides riveraines à l'échelle du bassin de la Seine : élimination et rétention des nitrates. Technical report, PIREN Seine.
- Cuthbert, M., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K. M., Schneider, A., Hartmann, J., and Lehner, B. (2019). Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. *Nature Clim Change*, 9 :137–141.
- Cuthbert, M., Mackay, R., Durand, V., Aller, M. F., Greswell, R. B., and Rivett, M. O. (2010). Impacts of river-bed gas on the hydraulic and thermal dynamics of the hyporheic zone. *Advances in Water Resources*, 33(11) :1347–1358.
- Da Silva, R. V., Grison, F., and Kobiyama, M. (2008). *From Headwaters to the Ocean : Hydrological Change and Watershed Management-Hydrochange 2008, 1-3 October 2008, Kyoto, Japan*, chapter Conceptual investigation of time of concentration : Case study of the Pequeno River watershed, Sao Jose dos Pinhais, PR, Brazil, page 271. CRC Press.
- Dahm, C., Grimm, N., Marmonier, P., Valett, H., and Vervier, P. (1998). Nutrient dynamics at the interface between surface waters and groundwaters. *Freshwater Biology*, 40(3) :427–451.
- Dalla Santa, G., Peron, F., Galgaro, A., Cultrera, M., Bertermann, D., Mueller, J., and Bernardi, A. (2017). Laboratory measurements of gravel thermal conductivity : An update methodological approach. *Energy Procedia*, 125 :671–677.
- Dangeard, M. (2019). *Développement d'une approche "time-lapse" des méthodes sismiques pour l'hydrogéophysique et la compréhension de la dynamique des hydrosystèmes*. PhD thesis, Sorbonne Université.
- Dangeard, M., Bodet, L., Pasquet, S., Thiesson, J., Guérin, R., Jougnot, D., and Longuevergne, L. (2018). Estimating picking errors in near-surface seismic data to enable their time-lapse interpretation of hydrosystems. *Near Surface Geophysics*, 16(6) :613–625.
- David, C., Habets, F., Maidment, D., and Yang, Z.-L. (2011). RAPID applied to the SIM-France model. *Hydrological Processes*, 25(22) :3412–3425.
- David, C. H., Yang, Z.-L., and Famiglietti, J. S. (2013). Quantification of the upstream-to-downstream influence in the Muskingum method and implications for speedup in parallel computations of river flow. *Water Resources Research*, 49 :2783–2800.

- Dayon, G., Boé, J., and Martin, E. (2015). Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in france. *Journal of Geophysical Research*, 120(3) :1023–1043.
- Dayon, G., Boé, J., Martin, E., and Gailhard, J. (2018). Impacts of climate change on the hydrological cycle over france and associated uncertainties. *Comptes Rendus - Geoscience*, 350(4) :141–153.
- De Falco, N., Boano, F., Bogler, A., Bar-Zeev, E., and Arnon, S. (2018). Influence of stream-subsurface exchange flux and bacterial biofilms on oxygen consumption under nutrient-rich conditions. *J. Geophys. Res. : Biogeosciences*, 123 :2021–2034.
- de Fouquet, C. (2012). Environmental Statistics Revisited : Is the Mean Reliable ? *Environ. Sci. Technol.*, 46 :1964–1970.
- de Marsily, G. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Collection sciences de la Terre.
- de Marsily, G. (1986a). *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press, Inc.,Orlando, FL.
- de Marsily, G. (1986b). *Quantitative Hydrogeology - Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, London.
- de Marsily, G., Delay, F., Gonçalvès, J., Renard, P., Teles, V., and Violette, S. (2005). Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal*, 13(1) :161–183.
- de Marsily, G., Ledoux, E., Levassor, A., Poitrinal, D., and Salem, A. (1978). Modelling of large multilayered theory and applications aquifer systems : Theory and Applications. *Journal of Hydrology*, 36 :1–34.
- De Souza Sierra, M., Donard, O., Lamotte, M., Belin, C., and Ewald, M. (1994). Fluorescence spectroscopy of coastal and marine waters. *Marine Chemistry*, 47(2) :127–144.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The era-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597.
- Deming, D. (2002). *Introduction to Hydrogeology*. McGraw Hill, New York.
- Déqué, M., Somot, S., Sanchez-Gomez, E., Goodess, C. M., Jacob, D., Lenderink, G., and Christensen, O. B. (2012). The spread amongst ensembles regional scenarios : regional climate models, driving general circulation models and interannual variability. *Climate Dynamics*, 38(5) :951–964.
- Deschesnes, J., Villeneuve, J.-P., Ledoux, E., and Girard, G. (1985). Modeling the Hydrologic Cycle : The MC Model. Part I - Principles and Description. *Nordic Hydology*, 16 :257–272.
- Di Sipio, E., Chiesa, S., Destro, E., Galgaro, A., Giaretta, A., Gola, G., and Manzella, A. (2013). Rock thermal conductivity as key parameter for geothermal numerical models. *Energy Procedia*, 40 :87–94.
- Dieppois, B., Lawler, D., Slonosky, V., Massei, N., Bigot, S., Fournier, M., and Durand, A. (2016). Multidecadal climate variability over northern france during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 36(15) :4679–4696.
- Dierauer, J. R., Whitfield, P. H., and Allen, D. M. (2017). Assessing the suitability of hydrometric data for trend analysis : The flowscreen package for r. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 42(3) :269–275.

- Doble, R. C. and Crosbie, R. S. (2017). Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. *Hydrogeology Journal*, 25(1) :3–23.
- Doherty, J. (2010). *PEST : Model Independent Parameter Estimation, User Manual : 5th Edition*. Watermark Numerical Computing.
- Domenico, P. and Palciauskas, V. (1973). Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional ground-water flow. *Geological Society of America Bulletin*, 84(12) :3803–3814.
- Domenico, P. and Schwartz, F. (1998). *Physical and Chemical Hydrogeology (2nd ed.)*. John Wiley & Sons.
- Donnelly, C., Ernst, K., and Arheimer, B. (2018). A comparison of hydrological climate services at different scales by users and scientists. *Climate Services*, 11 :24–35.
- Doussan, C., Poitevin, G., Ledoux, E., and Delay, M. (1997). River bank filtration : Modelling of the changes in water chemistry with emphasis on nitrogen species. *Journal of Contaminant Hydrology*, 25(1-2) :129–156.
- Doussan, C., Toma, A., Paris, B., Poitevin, G., Ledoux, E., and Detay, M. (1994). Coupled use of thermal and hydraulic head data to characterize river-groundwater exchanges. *Journal of Hydrology*, 153(1-4) :215–229.
- Ducharme, A. (2007). Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(4) :2425–2460.
- Ducharme, A., Golaz, C., Leblois, E., Laval, K., Polcher, J., Ledoux, E., and De Marsily, G. (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the lmd gcm. *Journal of Hydrology*, 280(1-4) :207–228.
- Ducharme, A., Ottlé, C., Vuichard, N., Ghattas, J., Wang, F., Peylin, P., Polcher, J., Guimbertea, M., Maugis, P., Tafasca, S., Tootchi, A., Verhoef, A., and Mizuochi, H. (2018). The hydrol module of orchidee : scientific documentation [rev 3977] and on, work on progress, towards cmip6v1. Technical report, IPSL.
- Dudley-Southern, M. and Binley, A. (2015). Temporal responses of groundwater-surface water exchange to successive storm events. *Water Resources Research*, 51(2) :1112–1126.
- Dugdale, S., Hannah, D., and Malcolm, I. (2017). River temperature modelling : A review of process-based approaches and future directions. *Earth-Science Reviews*, 175 :97–113.
- Dugdale, S. J. (2016). A practitioner's guide to thermal infrared remote sensing of rivers and streams : recent advances, precautions and considerations. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, 3(2) :251–268.
- Dupré, B., Dessert, C., Oliva, P., Goddériss, Y., Viers, J., François, L., Millot, R., and Gaillardet, J. (2003). Rivers, chemical weathering and earth's climate. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(16) :1141–1160.
- Ebel, B. A., Mirus, B. B., Heppner, C. S., VanderKwaak, J. E., and Loague, K. (2009). First-order exchange coefficient coupling for simulating surface water-groundwater interactions : parameter sensitivity and consistency with a physics-based approach. *Hydrological Processes*, 23 :1949–1959.
- Ejarque, E., Freixa, A., Vazquez, E., Guarch, A., Amalfitano, S., Fazi, S., Romaní, A. M., and Butturini, A. (2017). Quality and reactivity of dissolved organic matter in a Mediterranean river across hydrological and spatial gradients. *Science of The Total Environment*, 599-600 :1802–1812.

- Elliott, A. H. and Brooks, N. H. (1997). Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms : Theory. *Water Resour. Res.*, 33 :123–136.
- Ellis, E., Goldewijk, K., Siebert, S., Lightman, D., and Ramankutty, N. (2010). Anthropogenic transformation of the biomes, 1700 to 2000. *Global Ecology and Biogeography*, 19(5) :589–606.
- Ellis, E. and Ramankutty, N. (2008). Putting people in the map : Anthropogenic biomes of the world. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(8) :439–447.
- Engelhardt, I., Piepenbrink, M., Trauth, N., Stadler, S., Kludt, C., Schulz, M., Schüth, C., and Ternes, T. A. (2011). Comparison of tracer methods to quantify hydrodynamic exchange within the hyporheic zone. *Journal of Hydrology*, 400(1-2) :255–266.
- Eppelbaum, L., Kutasov, I., and Pilchin, A. (2014). *Thermal Properties of Rocks and Density of Fluids*, pages 99–149. Springer.
- Erdal, D. and Cirpka, O. A. (2016). Joint inference of groundwater-recharge and hydraulic-conductivity fields from head data using the ensemble kalman filter. *HESS*, 20(1) :555–569.
- Essaid, H. I., Zamora, C. M., McCarthy, K. A., Vogel, J. R., and Wilson, J. T. (2008). Using heat to characterize streambed water flux variability in four stream reaches. *Journal of Environment Quality*, 37(3) :1010–1023.
- Esteves, M. (1990). Notice d'utilisation du modèle modglo. Technical report, ORSTOM.
- Evans, E., Greenwood, M., and Petts, G. (1995). Thermal profiles within river beds. *Hydrological Processes*, 9 :19–25.
- Evans, E., McGregor, G., and Petts, G. (1998). River energy budgets with special reference to river bed process. *Hydrological Processes*, 4(30) :575–595.
- Everett, M. E. (2013). *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press.
- Fellman, J., Hood, E., and Spencer, R. (2010). Fluorescence spectroscopy opens new windows into dissolved organic matter dynamics in freshwater ecosystems : A review. *Limnol. Oceanogr.*, 55 :2452–2462.
- Ferreira, V. V. M., Moreira, R. M., Rocha, Z., Chagas, C. J., Fonseca, R. L. M., Santos, T. O., Rodrigues, P. C. H., and Menezes, M. A. B. C. (2018). Use of radon isotopes, gamma radiation and dye tracers to study water interactions in a small stream in brazil. *Environmental Earth Sciences*, 77(19) :699.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, 4th edition.
- Findlay, S. (1995). Importance of surface-subsurface exchange in stream ecosystems : the hyporheic zone. *Limnology and Oceanography*, 40(1) :159–164.
- Fisher, S. G., Grimm, N. B., Marti, E., and Gomez, R. (1998). Hierarchy, spatial configuration, and nutrient cycling in a desert stream. *Australian Journal of Ecology*, 23(1) :41–52.
- Fleckenstein, J. H., Krause, S., Hannah, D. M., and Boano, F. (2010). Groundwater-surface water interactions : New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources*, 33(11) :1291–1295.
- Flipo, N. (2005). *Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières : Application au bassin du Grand Morin*. PhD thesis, Centre d'Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

- Flipo, N. (2014). Résumé des travaux de l'axe interfaces nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine.
- Flipo, N., Even, S., Poulin, M., Théry, S., and Ledoux, E. (2007a). Modelling nitrate fluxes at the catchment scale using the integrated tool CAWAQS. *Sciences of Total Environment*, 375 :69–79.
- Flipo, N., Jeannée, N., Poulin, M., Even, S., and Ledoux, E. (2007b). Assessment of nitrate pollution in the Grand Morin aquifers (France) : combined use of geostatistics and physically-based modeling. *Environ. Pollut.*, 146(1) :241–256.
- Flipo, N., Lestel, L., Labadie, P., Meybeck, M., and Garnier, J. (2019). *Trajectories of the Seine River Basin*, chapter Introduction, page In press. Handbook of Environmental Chemistry. Springer.
- Flipo, N., Monteil, C., Poulin, M., de Fouquet, C., and Krimissa, M. (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model : long term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water Resources Research*, 48 :W05509.
- Flipo, N., Mouhri, A., Labarthe, B., Biancamaria, S., Rivière, A., and Weill, P. (2014). Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18 :3121–3149.
- Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. (1967). Theoretical analysis of regional groundwater flow : 2. effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*, 3(2) :623—634.
- Fustec, E., Bendjoudi, H., Gaillard, S., Weng, P., Boyer, F., Boët, P., Schannen, O., Croguennec, S., and Billen, G. (2001). Fonctionnement du territoire bassée. Technical report, Piren-Seine.
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Anquetin, S., Bour, O., Dorfliger, N., de Dreuzy, J., Galle, S., Galy, C., Gogo, S., Gourcy, L., Habets, F., Laggoun, F., Longuevergne, L., Borgne, T. L., Naaim-Bouvet, F., Nord, G., Simonneaux, V., Six, D., Tallec, T., Valentin, C., Abril, G., Allemand, P., Arènes, A., Arfib, B., Arnaud, L., Arnaud, N., Arnaud, P., Audry, S., Comte, V. B., Batiot, C., Battais, A., Bellot, H., Bernard, E., Bertrand, C., Bessière, H., Binet, S., Bodin, J., Bodin, X., Boithias, L., Bouchez, J., Boudevillain, B., Moussa, I. B., Branger, F., Braun, J. J., Brunet, P., Caceres, B., Calmels, D., Cappaere, B., Celle-Jeanton, H., Chabaux, F., Chalikakis, K., Champollion, C., Copard, Y., Cotel, C., Davy, P., Deline, P., Delrieu, G., Demarty, J., Dessert, C., Dumont, M., Emblanch, C., Ezzahar, J., Estèves, M., Favier, V., Faucheux, M., Filizola, N., Flammarion, P., Flouri, P., Fovet, O., Fournier, M., Francez, A. J., Gandois, L., Gascuel, C., Gayer, E., Genthon, C., Gérard, M. F., Gilbert, D., Gouttevin, I., Grippa, M., Gruau, G., Jardani, A., Jeanneau, L., Join, J. L., Jourde, H., Karbou, F., Labat, D., Lagadeuc, Y., Lajeunesse, E., Lastennet, R., Lavado, W., Lawin, E., Lebel, T., Bouteiller, C. L., Legout, C., Lejeune, Y., Meur, E. L., Moigne, N. L., Lions, J., Lucas, A., Malet, J. P., Marais-Sicre, C., Maréchal, J. C., Marlin, C., Martin, P., Martins, J., Martinez, J. M., Massei, N., Mauclerc, A., Mazzilli, N., Molénat, J., Moreira-Turcq, P., Mougin, E., Morin, S., Ngoupayou, J. N., Panthou, G., Peugeot, C., Picard, G., Pierret, M. C., Porel, G., Probst, A., Probst, J. L., Rabatel, A., Raclot, D., Ravanel, L., Rejiba, F., René, P., Ribolzi, O., Riotte, J., Rivière, A., Robain, H., Ruiz, L., Sanchez-Perez, J. M., Santini, W., Sauvage, S., Schoeneich, P., Seidel, J. L., Sekhar, M., Sengtaheuanghong, O., Silvera, N., Steinmann, M., Soruco, A., Tallec, G., Thibert, E., Lao, D. V., Vincent, C., Viville, D., Wagnon, P., , and Zitouna, R. (2018). Ozcar : the french network of critical zone observatories. *Vadose Zone Journal*, 17(1) :180067.
- Galéa, G., Mercier, G., and Adler, M. (1999). Low flow-duration-frequency models. Concept and use for a regional approach to watershed low-flow regimes in the Loire (France) and Crisul-Alb (Romania) regions. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12(1) :93–122.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Cambridge, M., and Stephenson, J. (2009). Markov Chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for earth science problems. *Marine and Petroleum Geology*, 26 :525–535.

- Gelhar, L. (1974). Stochastic analysis of phreatic aquifers. *Water Resources Research*, 10(3) :539–545.
- Girard, G., Ledoux, E., and Villeneuve, J.-P. (1979). modèle intégré pluie, eau de surface, eau souterraine. In *Relation pluie-débit*, page 10 p. .
- Girard, G., Ledoux, E., and Villeneuve, J.-P. (1980). An integrated rainfall, surface and underground runoff model. *La Houille Blanche*, 4/5 :315–320.
- Girard, G., Ledoux, E., and Villeneuve, J.-P. (1981). Le modèle couplé - simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. In *Cahiers de l'ORSTOM, série Hydrologie*, number 4 in Hydrologie. ORSTOM.
- Girard, G., Morin, G., and Charbonneau, R. (1972). Modèle précipitations-débits à discréétisation spatiale. *Cahiers de l'ORSTOM, série Hydrologie*, 4 :35–52.
- Goblet, P. (1981). *Modélisation des transferts de masse et d'énergie en aquifère*. Ph.D.thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Golaz-Cavazzi, C. (1999). *Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Gomez, E., Ledoux, E., Viennot, P., Mignolet, C., Benoît, M., Bornerand, C., Schott, C., Mary, B., Billen, G., Ducharne, A., and Brunstein, D. (2003). Un outil de modélisation intégrée du transfert des nitrates sur un système hydrologique : Application au bassin de la Seine. *La Houille Blanche*, 3-2003 :38–45.
- Gooseff, M. N. and McGlynn, B. L. (2005). A stream tracer technique employing ionic tracers and specific conductance data applied to the Maimai catchment, New Zealand. *Hydrological Processes*, 19 :2491–2506.
- Gordon, R. P., Lautz, L. K., Briggs, M. A., and 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 :142–158.
- Gorelick, S. M. and Zheng, C. (2015). Global change and the groundwater management challenge. *Water Resources Research*, 51(5) :3031–3051.
- Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Hiscock, K. M., Treidel, H., and Au-reli, A. (2011). Beneath the surface of global change : Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405(3-4) :532–560.
- Greiner, I. (1997). *Analyse de la variabilité fonctionnelle de la plaine alluviale de la Seine et modélisation des transferts de nitrates*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 241 p.
- Greswell, R., Ellis, P., Cuthbert, M., White, R., and Durand, V. (2009). The design and application of an inexpensive pressure monitoring system for shallow water level measurement, tensiometry and piezometry. *Journal of Hydrology*, 373(3-4) :416–425.
- Gueho, Y. (2014). Les impacts hydrodynamiques des gravières sur la nappe alluviale de la bassée. Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Strat, P. L., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., and Grandjean, G. (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13(4) :189–245.

- Guillon, S., Jézéquel, D., Flipo, N., Marmonier, P., Franquet, E., Thorel, M., Vienney, A., Oursel, B., Olivier, J., Bourrand, J., and Groleau, A. (2016). Métabolisme des annexes hydrauliques des corridors hydroécologiques - des casiers Girardon du rhône aux gravières de la bassée. Technical report, PIREN Seine.
- Guillon, S., Jézéquel, D., Viollier, E., and Groleau, A. (2018). Dynamique temporelle des flux de carbone dans une gravière de la bassée. Technical report, PIREN Seine.
- Guillon, S., Rivière, A., and Flipo, N. (2017). Premiers retours sur la faisabilité du tracage des écoulements à l'aide des isotopes stables de l'eau et du radon. Technical report, PIREN Seine.
- Gupta, H., Harald, K., and Martinez, G. (2009). Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2) :80–91.
- Haario, H., Laine, M., Mira, A., and Saksman, E. (2006). Dram : Efficient adaptive MCMC. *Statistics and computing*, 16 :339–354.
- Habets, F., Boé, J., Déqué, M., Ducharne, A., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E., Pagé, C., Sauquet, E., Terray, L., Thiéry, D., Oudin, L., and Viennot, P. (2013). Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern france. *Climatic Change*, 121(4) :771–785.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J., Etchevers, J.-L., Franchistéguy, P., Leblois, E., Moigne, P. L., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana-Seguí, P., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophys. Res.*, 113 :D06113.
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J., Lacarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., and Vidal-Madjar, D. (1999). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area Part I : Model and database. *Journal of Hydrology*, 217 :75–96.
- Halloran, L., Roshan, H., Rau, G., Andersen, M., and Acworth, R. (2016). Improved spatial delineation of streambed properties and water fluxes using distributed temperature sensing. *Hydrological Processes*, 30 :2686–2702.
- Hancock, P., Boulton, A., and Humphreys, W. (2005). Aquifers and hyporheic zones : Towards an ecological understanding of groundwater. *Hydrogeology Journal*, 13(1) :98–111.
- Hannah, D. M. and Garner, G. (2015). River water temperature in the united kingdom : changes over the 20th century and possible changes over the 21st century. *Progress in Physical Geography*, 39(1) :68–92.
- Hannah, D. M., Malcolm, I. A., Soulsby, C., and Youngson, A. F. (2004). Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland : Seasonal ans sub-seasonal dynamics. *River Res. Applic.*, 20 :635–652.
- Hannah, D. M., Malcolm, I. A., Soulsby, C., and Youngson, A. F. (2008). A comparison of forest and moorland stream microclimate, heat exchanges and thermal dynamics. *Hydrological Processes*, 22 :919–940.
- Harjung, A., Sabater, F., and Butturini, A. (2018). Hydrological connectivity drives dissolved organic matter processing in an intermittent stream. *Limnologica*, 68 :71–81.
- Harned, H. S. and Davis, R. (1943). The Ionization Constant of Carbonic Acid in Water and the Solubility of Carbon Dioxide in Water and Aqueous Salt Solutions from 0 to 50°. *Journal of the American Chemical Society*, 65(10) :2030–2037.

- Harned, H. S. and Scholes, S. R. (1941). The Ionization Constant of HCO_3^- - from 0 to 50 ° c. *Journal of the American Chemical Society*, 63(6) :1706–1709.
- Harvey, J. and Gooseff, M. (2015). River corridor science : Hydrologic exchange and ecological consequences from bedforms to basins. *Water Resources Research*, 51(9) :6893–6922.
- Harvey, J., Wagner, B., and Bencala, K. (1996). Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resources Research*, 32(8) :2441–2451.
- Hatch, C. E., Fisher, A. T., Revenaugh, J. S., Constantz, J., and Ruehl, C. (2006). Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records : Method development. *Water Resources Research*, 42 :W10410.
- Hattermann, F., Krysanova, V., Gosling, S., Dankers, R., Daggupati, P., Donnelly, C., Flörke, M., Huang, S., Motovilov, Y., Buda, S., Yang, T., Müller, C., Leng, G., Tang, Q., Portmann, F., Hagemann, S., Gerten, D., Wada, Y., Masaki, Y., Alemayehu, T., Satoh, Y., and Samaniego, L. (2017). Cross-scale intercomparison of climate change impacts simulated by regional and global hydrological models in eleven large river basins. *Climatic Change*, 141(3) :561–576.
- Hattermann, F., Vetter, T., Breuer, L., Su, B., Daggupati, P., Donnelly, C., Fekete, B., Florke, F., Gosling, S., Hoffmann, P., Liersch, S., Masaki, Y., Motovilov, Y., Muller, C., Samaniego, L., Stacke, T., Wada, Y., Yang, T., and Krysanova, V. (2018). Sources of uncertainty in hydrological climate impact assessment : A cross-scale study. *Environmental Research Letters*, 13(1) :015006.
- Hayase, K. and Shinozuka, N. (1995). Vertical distribution of fluorescent organic matter along with AOU and nutrients in the equatorial Central Pacific. *Marine Chemistry*, 48(3-4) :283–290.
- Hayashi, M. and Rosenberry, D. (2014). Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. Technical report, University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada/ U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, USA.
- Hayashi, M. and van der Kamp, G. (2007). 10 - water Level Changes in Ponds and Lakes : The Hydrological Processes. In Johnson, E. A. and Miyanishi, K., editors, *Plant Disturbance Ecology*, pages 311 – 339. Academic Press, Burlington.
- Healy, R. W. and Ronan, A. D. (1996). Documentation of computer program VS2DH for simulation of energy transport in variably saturated porous media - Modification of the U.S. Geological Survey's computer program VS2DT. Technical Report Report 96-4230, Water Resources Investigation, Denver, Colorado : USGS.
- Heath, R. C. (1983). Basic ground-water hydrology. Technical report, U.S. Geological Survey.
- Hebert, C., Caissie, D., Satisf, M., and El-Jabi, N. (2011). Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within Miramichi river catchments (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes*, 25 :2439–2455.
- Helms, J., Stubbins, A., Ritchie, J., Minor, E., Kieber, D., and Mopper, K. (2008). Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source, and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, 53 :955–969.
- Her, Y., Yoo, S.-H., Cho, J., Hwang, S., Jeong, J., and Seong, C. (2019). Uncertainty in hydrological analysis of climate change : multi-parameter vs. multi-gcm ensemble predictions. *Scientific Reports*, 9(1) :4974.
- Hester, E., Doyle, M., and Poole, G. (2009). The influence of in-stream structures on summer water temperatures via induced hyporheic exchange. *Limnology and Oceanography*, 54 :355–367.

- Hester, E. T. and Doyle, M. W. (2011). Human impacts to river temperature and their effects on biological processes : A quantitative synthesis. *Journal of the American Water Resources Association*, 47(3) :571–587.
- Hewitt, C., Mason, S., and Walland, D. (2012). The global framework for climate services. *Nature Climate Change*, 2(12) :831–832.
- Hill, A. R. (1990a). Ground water flow paths in relation to nitrogen chemistry in the near-stream zone. *Hydrobiologia*, 206(1) :39–52.
- Hill, A. R. (1990b). Groundwater cation concentrations in the riparian zone of a forested headwater stream. *Hydrological Processes*, 4(2) :121–130.
- Hillel, D. (1980). *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, New York.
- Hillel, D. (1982). *Introduction to soil physics*. Academic Press, Orlando, FL.
- Horai, K. and Simmons, G. (1969). Thermal conductivity of rock forming minerals. *Earth and Planet Science Letters*, page 359–368.
- Huguet, A., Vacher, L., Relexans, S., Saubusse, S., Froidefond, J.-M., and Parlanti, E. (2009). Properties of fluorescent dissolved organic matter in the Gironde Estuary. *Org. Geochem.*, 40 :706.
- Hunt, R., Strand, M., and Walker, J. (2006). Measuring groundwater-surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, trout lake watershed, northern wisconsin, usa. *Journal of Hydrology*, 320(3-4) :370–384.
- Hunt, B. (2008). GROUNDWATER ANALYSIS USING FUNCTION.XLS. Technical report, University of Canterbury.
- Hurrell, J. (1995). Decadal trends in the north atlantic oscillation : Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224) :676–679.
- Hurrell, J. and Deser, C. (2014). Northern hemisphere climate variability during winter : Looking back on the work of felix exner. *Meteorologische Zeitschrift*, 24(1) :113–118.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003). An overview of the north atlantic oscillation. *Geophysical Monograph Series*, 134 :1–35.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., and Visbeck, M. (2001). The north atlantic oscillation. *Science*, 291(5504) :603–605.
- IGN (2006). Descriptif du contenu bd carthage v3.0. Technical report, Institut Géographique National.
- Ikeda, T., Tsuji, T., Takanashi, M., Kurosawa, I., Nakatsukasa, M., Kato, A., Worth, K., White, D., and Roberts, B. (2017). Temporal variation of the shallow subsurface at the aquistore co2 storage site associated with environmental influences using a continuous and controlled seismic source. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(4) :2859–2872.
- Irvine, D. J., Briggs, M. A., Lautz, L. K., Gordon, R. P., McKenzie, J. M., and Cartwright, I. (2016). Using diurnal temperature signals to infer vertical groundwater-surface water exchange. *groundwater*, 55 :10–26.
- Irvine, D. J., Brunner, P., Hendricks Franssen, H.-J., and Simmons, G. (2012). Heterogeneous or homogeneous ? Implications of simplifying heterogeneous streambeds in models of losing streams. *Journal of Hydrology*, 424–425 :16–23.

- Irvine, D. J., Lautz, L. K., Briggs, M. A., Gordon, R. P., and 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 :728–737.
- Isaak, D. J., Wollrab, S., Horan, D., and Chandler, G. (2012). Climate change effects on stream and river temperatures across the northwest u.s. from 1980–2009 and implications for salmonid fishes. *Climatic Change*, 113(2) :499–524.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., van Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechid, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., and Yiou, P. (2014). Euro-cordex : new high-resolution climate change projections for european impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2) :563–578.
- Jacobson, R. L. and Langmuir, D. (1974). Dissociation constants of calcite and CaHCO₃ from 0 to 50°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 :301–318.
- Jaffé, R., Boyer, J., Lu, X., Maie, N., Yang, C., Scully, N., and Mock, S. (2004). Source characterization of dissolved organic matter in a subtropical mangrove-dominated estuary by fluorescence analysis. *Mar. Chem.*, 84 :195–210.
- Jazayeri, A. and Werner, A. D. (2019). Boundary condition nomenclature confusion in groundwater flow modeling. *Groundwater*, 57(5) :664–668.
- Jordan, D. W. and Pryor, W. A. (1992). Hierarchical levels of heterogeneity in a Mississippi River meander belt and application to reservoir systems. *AAPG Bulletin*, 76(10) :1601–1624.
- Jost, A., Wang, S., Labarthe, L., and Flipo, N. (2017). Impacts hydrodynamiques des gravières dans la plaine alluviale de la Bassée. Rapport technique, PIREN-Seine.
- Jury, W. and Horton, R. (2004). *Soil Physics*. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey.
- Kalbus, E., Reinstorf, F., and Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater-surface water interactions : a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10 :873–887.
- Kalbus, E., Schmidt, C., Bayer-Raich, M., Leschik, S., Reinstorf, F., Balcke, G., and Schirmer, M. (2007). New methodology to investigate potential contaminant mass fluxes at the stream-aquifer interface by combining integral pumping tests and streambed temperatures. *Environmental Pollution*, 148(3) :808–816.
- Kalbus, E., Schmidt, C., Molson, J., Reinstorf, F., and Schirmer, M. (2009). Influence of aquifer and streambed heterogeneity on the distribution of groundwater discharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13 :69–77.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3) :437–472.
- Keery, J., Binley, A., Crook, N., and Smith, J. (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.

- Kerr, R. A. (2000). A north atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288(5473) :1984–1985.
- Kiliç, D. (2019). Quantification of heat and water fluxes at reach scale with fiber optic distributed sensing : Avenelles river. Mémoire de Master, Université de Poitier.
- Kling, H., Fuchs, M., and Paulin, M. (2012). Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*, 424-425 :264–277.
- Klingbeil, R., Kleineidam, S., Asprion, U., Aigner, T., and Teutsch, G. (1999). Relating lithofacies to hydrofacies : outcrop-based hydrogeological characterisation of Quaternary gravel deposits. *Sedimentary Geology*, 129 :299–310.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K., and Takahashi, K. (2015). The jra-55 reanalysis : General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 93(1) :5–48.
- Koerner, M., Cinotti, B., Jussy, J.-H., and Benoit, M. (2000). Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIXème siècle : Identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés. *Revue forestière française*, 3 :249–269.
- Korkmaz, S. (2007). *Modeling of the flood regimes in coupled stream-aquifer systems*. PhD thesis, Ecole des {M}ines de {P}aris.
- Krause, S., Boano, F., Cuthbert, M. O., Fleckenstein, J. H., and 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.
- Krause, S., Hannah, D. M., Fleckenstein, J. H., Heppell, C. M., Kaeser, D., Pickup, R., Pinay, G., Robertson, A. L., and Wood, P. J. (2011). Inter-disciplinary perspectives on processes in the hyporheic zone. *Ecohydrology*, 4(4) :481–499.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1) :1–33.
- Kurylyk, B. L., Moore, R. D., and MacQuarrie, K. T. B. (2016). Scientific briefing : quantifying streambed heat advection associated with groundwater–surface water interactions. *Hydrological Processes*, 30(6) :987–992.
- Labarthe, B. (2016). *Quantification des échanges nappe-rivière au sein de l'hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle*. PhD thesis, MINES ParisTech, PSL Research University.
- Labarthe, B. and Flipo, N. (2016). Dynamique des échanges hydriques entre un réseau hydrographique, une plaine alluviale, et leur aquifère régional. Technical report, PIREN Seine.
- Labarthe, B., Flipo, N., Abasq, L., Deleplancque, B., Mouhri, A., Jost, A., and de Fouquet, C. (2014). Première caractérisation hydrodynamique des échanges dans la plaine alluviale de la bassée. Technical report, PIREN Seine.
- Labarthe, B., Pryet, A., Saleh, F., Akopian, M., and Flipo, N. (2015). *Engineering Geology for society and Territory-Vol 3*, chapter Distributed simulation of daily stream-aquifer exchanged fluxes in the Seine river basin at regional scale, pages 261–265. Springer.
- Lainé, L. (2016). Petites villes en décroissance et leurs services d'eau : quelles reconfigurations ? une appréhension dans le territoires de l'amont du bassin de la seine. Technical report, PIREN Seine.

- Landon, M. K., Rus, D. L., and Harvey, F. E. (2001). Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water*, 39(6) :870–885.
- Lane, S. N., Westaway, R. M., and Murray Hicks, D. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms : The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(3) :249–271.
- Lautz, L. K. (2010). Impacts of nonideal field conditions on vertical water velocity estimates from streambed temperature time series. *Water Resources Research*, 46.
- Ledoux, E. (1980). *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique*. PhD thesis, ENSMP, UPMC.
- Ledoux, E., Girard, G., de Marsily, G., Villeneuve, J., and Deschenes, J. (1989a). *Unsaturated flow in hydrologic modeling - theory and practice*, chapter Spatially distributed modeling : conceptual approach, coupling surface water and groundwater., pages 435–454. Springer, NATO ASI Ser. CNorwell, Massachussett : Kluwer Academicy.
- Ledoux, E., Girard, G., de Marsily, G., Villeneuve, J. P., and Deschenes, J. (1989b). *Spatially Distributed Modeling : Conceptual Approach, Coupling Surface Water And Groundwater*, pages 435–454. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Ledoux, E., Girard, G., and Villeneuve, J. (1984). Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche*, 1-2 :101–110.
- Ledoux, E., Gomez, E., Monget, J., Viavattene, C., Viennot, P., Ducharme, A., Benoit, M., Mignolet, C., Schott, C., and Mary, B. (2007). Agriculture and groundwater nitrate contamination in the Seine basin. The STICS-MODCOU modelling chain. *STOTEN*, 375 :33–47.
- Lee, D. R. (1977). A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnol. Oceanogr.*, 22(1) :140–147.
- Lewandowski, J., 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., Löchner Prats, A., Magliazzoli, C., Meinikmann, K., Mojarrad, B. B., Mueller, B. M., Peralta-Maraver, I., Popp, A. L., Posselt, M., Putschew, A., Radke, M., Raza, M., Riml, J., Robertson, A., Rutere, C., Schaper, J. L., Schirmer, M., Schulz, H., Shanafield, M., Singh, T., Ward, A. S., Wolke, P., Wörman, A., and Wu, L. (2019). Is the hyporheic zone relevant beyond the scientific community ? *Water*, 11.
- Linde, N., Doetsch, J., Jougnot, D., Genoni, O., Duerst, Y., Minsley, B. J., Vogt, T., Pasquale, N., and Luster, J. (2011). Self-potential investigations of a gravel bar in a restored river corridor. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3) :729–742.
- Liu, Z. and Zhao, J. (2000). Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO₂ sink. *Environmental Geology*, 39(9) :1053–1058.
- Lorenz, C., Obert, D., and Bricon, C. (1989). Notice explicative, carte géologique france, (1/50 000), feuille coulommiers (185). carte géologique par bricon c.
- Lotteau, M. (2010). Méthode d'inversion par estimation de flux successifs. Application au bassin versant des Avenelles. Mémoire de Master, MINES ParisTech - Centre de Géosciences.
- Loumagne, C. and Tallec, G. (2013). *L'observation long terme en environnement – Exemple du bassin versant de l'Orgeval*. QUAE.

- Lowrence, R. R., Todd, R. L., and Asmussen, L. E. (1983). Waterborne nutrient budgets for the riparian zone of an agricultural watershed. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 10(4) :371–384.
- Lu, N. and Likos, W. J. (2004). *Unsaturated soil mechanics*. Wiley.
- Luce, C. H., Tonina, D., Gariglio, F., and 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 :1–19.
- Ludwig, W., Amiotte-Suchet, P., and Probst, J.-L. (1999). Enhanced chemical weathering of rocks during the last glacial maximum : a sink for atmospheric CO_2 . *Chemical Geology*, 159(1-4) :147–161.
- Lyne, V. and Hollick, M. (1979). Stochastic time variable rainfall-runoff modelling. In *Proceedings of the Hydrology and Water Resources Symposium, Perth, 10-12 September, 1979*, pages 89–92. Institution of Engineers National Conference Publication.
- Maheu, A., Caissie, D., St-Hilaire, A., and El-Jabi, N. (2014). River evaporation and corresponding heat fluxes in forested catchments. *Hydrological Processes*, 28 :5725–5738.
- Maineult, A. (2016). Estimation of the electrical potential distribution along metallic casing from surface self-potential profile. *Journal of Applied Geophysics*, 129 :66–78.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V. K. C., Chun, K. P., Goodess, C. M., Jones, R. G., Onof, C., Vrac, M., and Thiele-Eich, I. (2010). Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3) :RG3003.
- Mardhel, V., Gravier, A., Koch-Mathiann, J.-Y., Nowak, C., Terreyre, J.-L., Raguet, M., and Garnier, C. (2006). Cartographie de la vulnérabilité simplifiée des eaux souterraines du bassin Seine-Normandie et application aux sites BASOL. In *International symposium Darcy 2006 - Aquifers Systems Management, 30th Mai - 1st June 2006, Dijon, France*.
- Marmonier, P., Archambaud, G., Belaidi, N., Bougon, N., Breil, P., Chauvet, E., Claret, C., Cornut, J., Datry, T., Dole-Olivier, M., Dumont, B., Flipo, N., Foulquier, A., Gérino, M., G. A., Julien, F. C., Maazouzi, Martin, D., Mermilliod-Blondin, F., Montuelle, B., Namour, P., Navel, S., Ombredane, D., Pelte, T., Piscart, C., Pusch, M., Stroffek, S., Robertson, A., Sanchez-Pérez, J., Sauvage, S., Taleb, A., Wantzen, M., and Vervier, P. (2012). The role of organisms in hyporheic processes : Gaps in current knowledge, needs for future research and applications. *International Journal of Limnology*, 48 :253–266.
- Marteau, P. (1993). Memento roches et minéraux industriels : gypse et anhydrite. Technical Report R37722, BRGM, Orléans, France.
- Martin, E. R., Thorncroft, C., and Booth, B. B. B. (2014). The multidecadal atlantic sst—sahel rainfall teleconnection in cmip5 simulations. *Journal of Climate*, 27(2) :784–806.
- Massei, N., Dieppois, B., Hannah, D. M., Lavers, D. A., Fossa, M., Laignel, B., and Debret, M. (2017). Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation : Application to the seine river catchment, france. *Journal of Hydrology*, 546 :262–275.
- Massei, N. and Fournier, M. (2012). Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert-Huang Transform. *Journal of Hydrology*, 448-449 :119–128.

- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., and Durand, A. (2010). Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *Int. J. Climatol.*, 30(14) :2146–2154.
- Matilainen, A., Gjessing, E., Lahtinen, T., Hed, L., Bhatnagar, A., and Sillanpää, M. (2011). An overview of the methods used in the characterisation of natural organic matter (NOM) in relation to drinking water treatment. *Chemosphere*, 83 :1431–1442.
- McCallum, A. M., Andersen, M. S., Rau, G. C., and Acworth, R. I. (2012). A 1-D analytical method for estimating surface water-groundwater interactions and effective thermal diffusivity using temperature time series. *Water Resources Research*, 48(11) :1–8.
- McKnight, D., Boyer, E., Westerhoff, P., Doran, P., Kulbe, T., and Andersen, D. (2001). Spectrofluorometric characterization of dissolved organic matter for indication of precursor organic material and aromaticity. *Limnol. Oceanogr.*, 46 :38–48.
- McMahon, T., Peel, M., Lowe, L., Srikanthan, R., and McVicar, T. (2013). Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data : a pragmatic synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17 :1331–1363.
- Meehl, G. A., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J. F. B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2007). The wcrp cmip3 multimodel dataset : A new era in climate change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9) :1383–1394.
- Mégnien, C. (1970). *Atlas des nappes aquifères de la région parisienne*. Editions BRGM.
- Mégnien, C. (1979). Hydrogéologie du centre du bassin de paris : contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. Technical report, Mémoires du BRGM 98.
- Mégnien, C. (1980). *Synthèse géologique du bassin de Paris, volume 2, volume 3*. BRGM.
- Mégnien, F. (1983). *Carte géologique de la France à 1/250 000 - Paris*. BRGM.
- Mellan, M. T., Jakosky, B. M., Kieffer, H. H., and Christensen, P. R. (2000). High-resolution thermal inertia mapping from the mars global surveyor thermal emission spectrometer. *Icarus*, 148(2) :437 – 455.
- Menichino, G. T. and Hester, E. T. (2014). Hydraulic and thermal effects of in-stream structure-induced hyporheic exchange across a range of hydraulic conductivities. *Water Resources Research*, 50(6) :4643–4661.
- Merritt, M. and Konikow, L. (2000). Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground water flow model and the MOC3D solute-transport model. Water-Resources Investigations Report 00-4167, USGS.
- Ministère de l'Ecologie, d. D. D. e. d. l. (2012). Explore 2070 : Prospective socio-économique et démographique - Pressions anthropiques. Technical report, Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie.
- Mironov, D. (2008). Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. COSMO Technical Report 11, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany.
- Molénat, J., Davy, P., Gascuel-Odoux, C., and Durand, P. (1999). Study of three subsurface hydrologic systems based on spectral and cross-spectral analysis of time series. *Journal of Hydrology*, 222(1-4) :152–164.
- Monteil, C. (2011). *Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin-versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage*. PhD thesis, MINES-ParisTech.

- Moore, R., Sutherland, P., Gomi, T., and Dhakal, A. (2005). Thermal regime of a headwater stream within a clear-cut, coastal British Columbia, Canada. *Hydrological Processes*, 19 :2591–2608.
- Mopper, K. and Schultz, C. A. (1993). Fluorescence as a possible tool for studying the nature and water column distribution of DOC components. *Marine Chemistry*, 41(1-3) :229–238.
- Morel-Seytoux, J. H. (2009). The turning factor in the estimation of stream aquifer seepage. *Ground Water*, 42 :205–212.
- Morris, D. A. and Johnson, A. I. (1967). Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials, as analyzed by the hydrologic laboratory of the us geological survey 1948-60. *Water Supply Paper 1839-D*. US Geological Survey, Washington, 42 pp., 1967.
- Mouchel, J.-M., Rocha, S., Rivière, A., and Tallec, G. (2016). Caractérisation de la géochimie des interfaces nappe-rivière du bassin des avenelles. Technical report, PIREN Seine.
- Mouhri, A., Abasq, L., Berrhouma, A., Cuisinier, E., Gueho, Y., Jost, A., Labarthe, B., Rivière, A., and Flipo, N. (2014). Mise en place du dispositif de mesure des échanges eaux de surface - eaux souterraines dans la plaine alluviale de la bassée. Technical report, PIREN Seine.
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Bodet, L., Goblet, P., Kurtulus, B., Ansart, P., Tallec, G., Durand, V., and Jost, A. (2013a). Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin. *Journal of Hydrology*, 504 :194–206.
- Mouhri, A., Flipo, N., Vitale, Q., Bodet, L., Tallec, G., Ansart, P., and Rejiba, F. (2013b). Influence du contexte hydrogéologique sur la connectivité nappe-rivière. In *L'observation long terme de l'environnement, exemple du bassin versant de l'Orgeval*, pages 89–98. QUAE, quae edition.
- Munz, M., Oswald, S., and Schmidt, C. (2016). Analysis of riverbed temperatures to determine the geometry of subsurface water flow around in-stream geomorphological structures. *Journal of Hydrology*, 539 :74–87.
- Munz, M. and Schmidt, C. (2017). Estimation of vertical water fluxes from temperature time series by the inverse numerical computer program flux-bot. *Hydrological Processes*.
- Nascimento, C., Atekwana, E. A., and Krishnamurthy, R. V. (1997). Concentrations and isotope ratios of dissolved inorganic carbon in denitrifying environments. *Geophysical Research Letters*, 24(12) :1511–1514.
- Nash, J. and Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I, a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10 :282–290.
- Nash, J. E. (1959). Systematic determination of unit hydrograph parameters. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 64(1) :111–115.
- National Electrical Manufacturers Association (2005). American National Standard for Degrees of Protection Provided by Enclosures (IP Code) (Identical National Adoption).
- Newcomer, M., Hubbard, S., Fleckenstein, J. H., Maier, U., Schmidt, C., Thullner, M., Ulrich, C., Flipo, N., and Rubin, Y. (2016). Simulating bioclogging effects on dynamic riverbed permeability and infiltration. *Water Resources Research*, 52(4) :2883–2900.
- Newcomer, M., Hubbard, S., Fleckenstein, J. H., Maier, U., Schmidt, C., Thullner, M., Ulrich, C., Flipo, N., and Rubin, Y. (2018). Influence of hydrological perturbations and riverbed sediment characteristics on hyporheic zone respiration of co₂ and n₂. *J. Geophys. Res. : Biogeosciences*, 123 :902–922.

- Niedrist, G. H., Psenner, R., and Sommaruga, R. (2018). Climate warming increases vertical and seasonal water temperature differences and inter-annual variability in a mountain lake. *Climatic Change*, 151(3) :473–490.
- O'Neill, A., Dentith, M., and List, R. (2003). Full-waveform P-SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications. *Expl. Geophys.*, 34(3) :158–173.
- Over, M. W., Wollschlager, U., Osorio-Murillo, C. A., and Rubin, Y. (2015). Bayesian inversion of Mualem-van Genuchten parameters in a multilayer soil profile : A data-driven, assumption-free likelihood function. *Water Resources Research*, 51 :861–884.
- Packman, A. I. and MacKay, J. S. (2003). Interplay of stream-subsurface exchange, clay particle deposition, and streambed evolution. *Water Resources Research*, 39(4).
- Parlanti, E., Sourzac, M., Baratelli, F., Varrault, G., and Flipo, N. (2019). Propriétés optiques de la matière organique dissoute (MOD) : traçage de ses sources et dynamique dans la plaine de la bassée dans Matière organique. Technical report, Rapports de synthèse de la phase VII du PIREN-Seine.
- Parlanti, E., Worz, K., Geoffroy, L., and Lamotte, M. (2000). Dissolved organic matter fluorescence spectroscopy as a tool to estimate biological activity in a coastal zone submitted to anthropogenic inputs. *Org. Geochem.*, 31 :1765–1781.
- Parsekian, A., Singha, K., Minsley, B. J., Holbrook, W. S., and Slater, L. (2015). Multiscale geophysical imaging of the critical zone. *Reviews of Geophysics*, 53(1) :1–26.
- Pasquet, S. and Bodet, L. (2017). SWIP : An integrated workflow for surface-wave dispersion inversion and profiling. *Geophysics*, 82(6) :WB47–WB61.
- Pasquet, S., Bodet, L., Bergamo, P., Camerlynck, C., Dhemaied, A., Flipo, N., Guérin, R., and Longuevergne, L. (2015a). Contribution of seismic methods to hydrogeophysics. In *Near Surface Geoscience 2015 - 21st European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Turin, Italy.
- Pasquet, S., Bodet, L., Bergamo, P., Guérin, R., Martin, R., Mourges, R., and Tournat, V. (2016). Small-scale seismic monitoring of varying water levels in granular media. *Vadose Zone Journal*, 15(7).
- Pasquet, S., Bodet, L., Dhemaied, A., Mouhri, A., Vitale, Q., Rejiba, F., Flipo, N., and Guérin, R. (2015b). Detecting different water table levels in a shallow aquifer with combined p-, surface and sh-wave surveys : Insights from v_P/v_S or poisson's ratios. *J. Applied Geophysics*, 13 :28–50.
- Pasquet, S., Bodet, L., Vitale, Q., Rejiba, F., Guérin, R., Mourges, R., and Tournat, V. (2015c). Laser-doppler acoustic probing of granular media with varying water levels. In *Physics Procedia, 2015 International Congress on Ultrasonics. ICU, Metz, France*, pages 000–000.
- Pasquier, P. (2005). *Résolution du problème inverse en hydrogéologie par une estimation successive des flux*. PhD thesis, Université de Montréal.
- Pasquier, P. and Marcotte, D. (2006). Steady- and transient-state inversion in hydrogeology by successive flux estimation. *Advances in Water Resources*, 29 :1934–1952.
- Peauderf, P. (1975). Effet des gravières sur le comportement hydrodynamique des nappes d'eau souterraines. *La Houille Blanche*, 2/3 :133–140.
- Penman, H. (1956). Estimating evaporation. *Eos Trans. AGU*, 37 :43–50.
- Peterson, D. and Wilson, J. (1988). Variably saturated flow between streams and aquifers. Tech Completion Rep 233, New Mexico Water Resources Research Institute, Socorro.

- Picourlat, F. (2018). Modélisation de l'impact hydrodynamique des gravières dans la plaine alluviale de la Bassée. Mémoire de fin d'études d'ingénieur, Sorbonne Université, Paris.
- Picourlat, F., Jost, A., Teillaud, S., Passy, P., Baratelli, F., and Flipo, N. (2018). Impact des aménagements anthropiques dans la plaine de la Bassée : le cas des gravières. Rapport technique, PIREN-Seine.
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D. G. H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., Trémolet, Y., Hólm, E. V., Bonavita, M., Isaksen, L., and Fisher, M. (2016). Era-20c : An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11) :4083–4097.
- Poole, G. C. (2010). Stream hydrogeomorphology as a physical science basis for advances in stream ecology. *Journal of the North American Benthological Society*, 29(1) :12–25.
- Priestley, H. (2003). *Introduction to complex analysis*. Oxford University Press Inc.
- Prunty, L. and Bell., J. (2005). Soil temperature change over time during infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69 :766–775.
- Pryet, A., Flipo, and Labarthe, B. (2014). *Présentation et notice d'utilisation de l'extension Qgridder pour Qgis*. ENSEGID Bordeaux.
- Pryet, A., Labarthe, B., Saleh, F., Akopian, M., and Flipo, N. (2015). Reporting of stream-aquifer flow distribution at the regional scale with a distributed process-based model. *Water Resources Management*, 29 :139–159.
- Quinn, A. (1948). *Elements of Photogrammetry*. Syracuse University Press.
- Quintana-Seguí, P., Moigne, P. L., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47 :92–107.
- R Core Team (2017). R : A Language and Environment for Statistical Computing.
- Radanovics, S., Vidal, J.-P., Sauquet, E., Ben Daoud, A., and Bontron, G. (2013). Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(10) :4189–4208.
- Ramankutty, N. and Foley, J. (1999). Estimating historical changes in global land cover : Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochemical Cycles*, 13(4) :997–1027.
- Rau, G. C., Andersen, M. S., McCallum, A. M., Roshan, H., and Acworth, R. I. (2014). Heat as a tracer to quantify water flow in near-surface sediments. *Earth Science Reviews*, 129 :40–58.
- Rejiba, F., Schamper, C., Chevalier, A., Deleplancque, B., Hovhannessian, G., Julien, T., and Weill, P. (2018). Multiconfiguration electromagnetic induction survey for paleochannel internal structure imaging : a case study in the alluvial plain of the river seine, france. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(1) :159–170.
- Rivière, A., Flipo, N., Ansart, P. Baudin, A., and Marlot, L. (2018). Revue des données de température du bassin des avenelles. Technical report, PIREN Seine.
- Rivière, A., Flipo, N., Berrhouma, A., Simon, N., Pierre, S., Cucchi, K., Baudin, A., Lavenant, N., and Bour, O. (2017). Water and energy fluxes at the surface- subsurface interface of the ORACLE/BVRE Orgeval Observatory. In "International Long Term Ecological Research Network & LTER-France (Zones Ateliers Network & Critical Zone Observatories)", Nantes, France.

- Rivière, A., Gonçalvès, J., Jost, A., and Font, M. (2014). Experimental and numerical assessment of transient stream-aquifer exchange during disconnection. *Journal of Hydrology*, 517 :574–583.
- Rivière, A., Jost, A., Gonçalvès, J., and Font, M. (2019). Pore water pressure evolution below a freezing front under saturated conditions : Large-scale laboratory experiment and numerical investigation. *Cold Regions Science and Technology*.
- Rivière, A., Mouhri, A., Bodet, L., Ansart, P., Baudin, A., Berrhouma, A., Carrillo, N., Chauris, H., Cocher, E., Cucch, K., Cuisinier, E., Durand, V., de Fouquet, C., Goblet, P., Hovhannessian, G., Jost, A., Labarthe, B., Martineau, N., Pasquet, S., Rejiba, F., Rubin, Y., Tallec, G., and Flipo, N. (2015). Quantifier les échanges nappe-rivière depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle du petit bassin-versant. Technical report, PIREN Seine.
- Rivière, A., A., M., Baudin, A., A., B., Bodet, L., Cucchi, K., Cuisinier, E., Durand, V., Hovhannessian, G., Rejiba, F., Rubin, Y., and Flipo, N. (2014). Developpement d'un systeme de caracterisation in situ des proprietes hydrodynamiques et thermiques de la zone hyporheique. Technical report, PIREN Seine.
- Rivière, A. and Cucchi, K. (2020a). calibration molonari mini : V1 (version v1).
- Rivière, A. and Cucchi, K. (2020b). calibration molonari mini version v1. [https://github.com/agnes-riviere/calibration\\$_\\$molonari\\$_\\$mini](https://github.com/agnes-riviere/calibration$_$molonari$_$mini).
- Rivière, A., Flipo, N., Mouhri, A., Cucchi, K., Berrhouma, A., Labarthe, B., Ansart, P., Baudin, A., Bodet, L., cocher, e., Durand, V., Flageul, S., De Fouquet, C., Goblet, P., Hovhannessian, G., Jost, A., Pasquet, S., REJIBA, F., Rubin, Y., Tallec, G., and Mouchel, J.-M. (2016). Spatio-temporal surface-subsurface water exchanges : from the local to the watershed scale. In *EGU General Assembly*, Vienna, Austria.
- Rivière, A., Gonçalvès, J., and Jost, A. (2020). Ginette : Hydrothermal numerical ginette (version 2020-09). <https://github.com/agnes-riviere/ginette/>.
- Robineau, T., Tognelli, A., Goblet, P., Renard, F., and Schaper, L. (2018). A double medium approach to simulate groundwater level variations in a fissured karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 565 :861–875.
- Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, A., Chapin, F., Lambin, E., Lenton, T., Scheffer, M., Folke, C., Schellnhuber, H., Nykvist, B., De Wit, C., Hughes, T., Van Der Leeuw, S., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P., Costanza, R., Svedin, U., Falkenmark, M., Karlberg, L., Corell, R., Fabry, V., Hansen, J., Walker, B., Liverman, D., Richardson, K., Crutzen, P., and Foley, J. (2009). A safe operating space for humanity. *Nature*, 461(7263) :472–475.
- Rosenberry, D. and Pitlick, J. (2009). Local-scale variability of seepage and hydraulic conductivity in a shallow gravel-bed river. *Hydrological Processes*, 23 :3306–3318.
- Rosenberry, D. O., Sheibley, R. W., Cox, S. E., Simonds, F. W., and Naftz, D. L. (2013). Temporal variability of exchange between groundwater and surface water based on high-frequency direct measurements of seepage at the sediment-water interface. *Water Resources Research*, 49 :2975–2986.
- Rousset, F., Habets, F., Gomez, E., Moigne, P. L., Morel, S., Noilhan, J., and Ledoux, E. (2004). Hydrometeorological modeling of the seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system. *J. Geophys. Res.*, 109 :D14105.
- Rubin, Y. (2003). *Applied stochastic hydrogeology*. Oxford University Press, Oxford, UK.

- Rubin, Y., Chen, X., Murakami, H., and Hahn, M. (2010). A Bayesian approach for inverse modeling, data assimilation, and conditional simulation of spatial random fields. *Water Resources Research*, 46 :W10523.
- Rushton, K. (2007). Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology*, 334 :262–281.
- Rutherford, J. E. and Hynes, H. B. N. (1987). Dissolved organic carbon in streams and groundwater. *Hydrobiologia*, 154(1) :33–48.
- Sabins, F. F. (1987). Remote sensing principles and interpretation. *WH Freeman and Company*, 7 :251–253.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H.-y., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., and Goldberg, M. (2010). The ncep climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8) :1015–1058.
- Saleh, F., Flipo, N., Habets, F., Ducharne, A., Oudin, L., Viennot, P., and Ledoux, E. (2011). Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale. *Journal of Hydrology*, 400(3-4) :490–500.
- Salimi, E. T., Nohegar, A., Malekian, A., Hoseini, M., and Holisaz, A. (2017). Estimating time of concentration in large watersheds. *Paddy and Water Environment*, 15(1) :123–132.
- Saur, J. F. T. and Anderson, E. R. (1956). The heat budget of a body of water of varying volume1. *Limnology and Oceanography*, 1(4) :247–251.
- Schanen, O. (1998). *Analyse et modélisation de l'impact hydrodynamique et biogéochimique des lacs de gravières sur la nappe alluviale du val de Seine*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Schanen, O., Bendjoudi, H., Levassor, A., and Fustec, E. (1998). Quantification des écoulements nappe-gravières, en zone alluviale, par optimisation du bilan hydrologique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 326 :107–112.
- Schlesinger, M. and Ramankutty, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature*, 367(6465) :723–726.
- Schmidt, C., Bayer-Raich, M., and Schirmer, M. (2006). Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(6) :849–859.
- Schmidt, C., Conant, B., Bayer-Raich, M., and Schirmer, M. (2007). Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *Journal of Hydrology*, 347 :292–307.
- Schmidt, S., Kreft, J.-U., Mackay, R., Picioreanu, C., and Thullner, M. (2018). Elucidating the impact of micro-scale heterogeneous bacterial distribution on biodegradation. *Advances in Water Resources*, 116 :67–76.
- Scholer, M., Irving, J., Binley, A., and Holliger, K. (2011). Estimating vadose zone hydraulic properties using ground penetrating radar : The impact of prior information. *Water Resources Research*, 47(10) :1–14.

- Schornberg, C., Schmidt, C., Kalbus, E., and Fleckenstein, J. H. (2010). Simulating the effects of geologic heterogeneity and transient boundary conditions on streambed temperatures - implications for temperature-based water flux calculations. *Advances in Water Resources*, 33(11) :1309–1319.
- Schroth, M., Istok, J., Ahearn, S., and Selker, J. (1996). Characterization of miller-similar silica sands for laboratory hydrologic studies. *Soil science society of america journal*, 60 :1331–1339.
- Schuile, J. (2019). User guide for HYMIT and affiliated projects. Notice d'utilisation, MINES Paris-Tech - PSL.
- Schuile, J., Flipo, N., Massei, N., Rivière, A., and Baratelli, F. (2019). Improving the spectral analysis of hydrological signals to efficiently constrain watershed properties. *Water Resources Research*.
- Schuster, G. T. and I Quintus-Bosz, A. (1993). Wavepath eikonal travelttime inversion : Theory. *Geophysics*, 58(9) :1314–1323.
- Selker, J., Thévenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., Van De Giesen, N., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., and Parlange, M. (2006). Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, 42(12) :8.
- Service géologique régional du bassin de Paris (1965). Possibilités aquifères des alluvions du val de Seine entre Nogent-s-Seine et Montereau. Rapport technique, BRGM.
- Setec Hydratec (2018). Interprétation du suivi piézométrique. Année 2016-2017. Rapport technique, EPTB Seine Grands Lacs.
- Silliman, S. E., Ramirez, J., and McCabe, R. L. (1995). Quantifying downflow through creek sediments using temperature time series : one-dimensional solution incorporating measured surface temperature. *Journal of Hydrology*, 167(1-4) :99–119.
- Sinokrot, B. and Stefan, H. (1993). Stream temperature dynamics : Measurements and Modeling. *Water Resources Research*, 29(7) :2299–2312.
- Sinokrot, B. and Stefan, H. (1994). Stream water temperature sensitivity to weather and bed parameters. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120(6) :722–736.
- Snyder, C. D., Hitt, N. P., and Young, J. A. (2015). Accounting for groundwater in stream fish thermal habitat responses to climate change. *Ecological Applications*, 25(5) :1397–1419.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water : the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(2) :52–67.
- Stallman, R. (1965). Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 70(12) :2821–2827.
- Stanford, J. and Ward, J. (1988). The hyporheic habitat of river ecosystems. *Nature*, 335 :64–66.
- Stanford, J., Ward, J., Liss, W., Frissell, C., Williams, R., Lichatowich, J., and Coutant, C. (1996). A general protocol for restoration of regulated rivers. *Regulated rivers : Research and Management*, 12 :391–413.
- Stanford, J. A. and Ward, J. V. (1993). An ecosystem perspective of alluvial rivers : connectivity and the hyporheic corridor. *Journal of the North American Benthological Society*, 12(1) :48–60.
- Stefan, H. G. and Preud'homme, E. B. (1993). Stream temperature estimation from air temperature. *Journal of the American Water Resources Association*, 29(1) :27–45.

- Stegen, J. C., Fredrickson, J. K., Wilkins, M. J., Konopka, A. E., Nelson, W. C., Arntzen, E. V., Chrisler, W. B., Chu, R. K., Danczak, R. E., Fansler, S. J., Kennedy, D. W., Resch, C. T., and Tfaily, M. (2016). Groundwater–surface water mixing shifts ecological assembly processes and stimulates organic carbon turnover. *Nature Communications*, 7(1).
- Steinmann, R., Lestel, L., and Dumont, A. (2016). Approche géohistorique de la seine dans la bassée durant les deux derniers siècles. Technical report, PIREN Seine.
- Stonestrom, D. and Constantz, J. (2003). Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. Professional Paper Circular 1260, U.S. Geological Survey, Washington, DC.
- Strahler, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *geophys. Union Trans.*, 38 :913–920.
- Stubbins, A., Hood, E., Raymond, P., Aiken, G., R.L., Sleighter, Hernes, P., Butman, D., Hatcher, P., Striegl, R., Schuster, P., Abdulla, H., Vermilyea, A., Scott, D., and Spencer, R. (2012). Anthropogenic aerosols as a source of ancient dissolved organic matter in glaciers. *Nat. Geosci.*, 5 :198–201.
- Sutton, R. and Dong, B. (2012). Atlantic ocean influence on a shift in european climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5(11) :788–792.
- Swanson, T. E. and Cardenas, M. B. (2010). Diel heat transport within the hyporheic zone of a poole riffle sequence of a losing stream and evaluation of models for fluid flux estimation using heat. *Limnology and Oceanography*, 55(4) :1741–1754.
- Séraphin, P., Rivière, A., Flipo, N., Kiliç, D., Ducharme, A., and Verbergues, T. (2018). Quantifier les échanges nappe-rivière depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle du petit bassin-versant. Technical report, PIREN Seine.
- Tajjar, M. H. (1993). *Modélisation de l'hydrodynamique des échanges nappe-rivière. Simulation d'une lachûre expérimentale en Seine en période d'étiage*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Tallec, G., Ansart, P., Guérin, A., Delaigue, O., and Blanchouin, A. (2015). Observatoire oracle; irstea.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. SIAM.
- Taylor, K., Stouffer, R., and Meehl, G. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) :485–498.
- Thullner, M., Zeyer, J., and Kinzelbach, W. (2002). Influence of microbial growth on hydraulic properties of pore networks. *Transport in Porous Media*, 49 :99–122.
- Tóth, J. (1962). A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 67(11) :4375–4387.
- Tóth, J. (1963). A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16) :4795–4812.
- Tzortziou, M., Zeri, C., Dimitriou, E., Ding, Y., Jaffé, R., Anagnostou, E., Pitta, E., and Mentzafou, A. (2015). Colored dissolved organic matter dynamics and anthropogenic influences in a major transboundary river and its coastal wetland. *Limnol. Oceanogr.*, 60 :1222–1240.
- Vacher, L. (2004). *Etude par fluorescence des propriétés de la matière organique dissoute dans les systèmes estuariens. Cas des estuaires de la Gironde et de la Seine*. PhD thesis, Université Bordeaux 1. 255 p.

- Valette, L. and Cunillera, A. (2010). Cahiers techniques SYRAH-CE. Technical report, Pole Hydroécologie des cours d'eau Onema Cemagref Lyon.
- Valois, R., Cousquer, Y., Schmutz, M., Pryet, A., Delbart, C., and Dupuy, A. (2018). Characterizing stream-aquifer exchanges with self-potential measurements. *Groundwater*, 56(3) :437—450.
- Van Der Kamp, G. and Bachu, S. (1989). *Use of Dimensional Analysis in the Study of Thermal Effects of Various Hydrogeological Regimes*, pages 23–28. American Geophysical Union (AGU).
- Van der Lee, J. (1997). *Modélisation du comportement géochimique et du transport des radionucléides en présence de colloïdes*. PhD thesis, Centre d'Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Thèse de doctorat dirigée par Ledoux, Emmanuel Terre, océan, espace Paris, ENMP 1997.
- Van Wijk, W. R. and De Vries, D. A. (1966). *Periodic temperature variations in a homogeneous soil*. In physics of plant environment, North Holland Publishing Co, Amesterdam.
- Vergnes, J.-P. and Habets, F. (2018). Impact of river water levels on the simulation of stream–aquifer exchanges over the upper rhine alluvial aquifer (france/germany). *Hydrogeology Journal*, 26(7) :2443–2457.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and SoubeYROUX, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.*, 30(11) :1627–1644.
- Vieweg, M., Kurz, M., Trauth, N., Fleckenstein, J. H., Musolff, A., and Schmidt, C. (2016). Estimating time-variable aerobic respiration in the streambed by combining electrical conductivity and dissolved oxygen time series. *J. Geophys. Res. : Biogeosciences*, 121 :2199–2215.
- Vinson, D. S., Block, S. E., Crossey, L. J., and Dahm, C. N. (2007). Biogeochemistry at the zone of intermittent saturation : Field-based study of the shallow alluvial aquifer, Rio Grande, New Mexico. *Geosphere*, 3(5) :366.
- Visbeck, M. H., Hurrell, J., Polvani, L., and Cullen, H. (2001). The north atlantic oscillation : Past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 98(23) :12876–12877.
- Vrzel, J., Ludwig, R., Gampe, D., and Ogrinc, N. (2019). Hydrological system behaviour of an alluvial aquifer under climate change. *Science of The Total Environment*, 649 :1179–1188.
- Wang, J., Yang, B., Ljungqvist, F., Luterbacher, J., Osborn, T., Briffa, K., and Zorita, E. (2017). Internal and external forcing of multidecadal atlantic climate variability over the past 1,200 years. *Nature Geoscience*, 10(7) :512–517.
- Wang, S. (2016). Création d'un module de simulation des interactions gravières-aquifères et application à la plaine alluviale de la Bassée. Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Wang, S., Flipo, N., and Romary, T. (2018). Time-dependent global sensitivity analysis of the C-RIVE biogeochemical model in contrasted hydrological and trophic contexts. *Water Research*, 144 :341–355.
- Wang, S., Jost, A., Labarthe, B., and Flipo, N. (2016). Création du module Libwet de simulation des interactions gravières-aquifères. Rapport technique, PIREN-Seine.
- Waples, D. W. and Waples, J. S. (2004). A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 1 : Minerals and nonporous rocks. *Natural Resources Research*, 13(2) :97–122.

- Wasserman, L. (2004). Bayesian Inference. In *All of Statistics : A Concise Course in Statistical Inference*, chapter 11. Springer Publishing Company, Incorporated.
- Watlet, A., Kaufmann, O., Triantafyllou, A., Poulain, A., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., Wilkinson, P. B., Hallet, V., Quinif, Y., Van Ruymbeke, M., and Van Camp, M. (2018). Imaging groundwater infiltration dynamics in the karst vadose zone with long-term ert monitoring. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(2) :1563–1592.
- Watson, K. (1975). Geologic applications of thermal infrared images. *Proceedings of the IEEE*, 63(1) :128–137.
- Webb, B., Hannah, D., Moore, R., Brown, L., and Nobilis, F. (2008). Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, 22 :902–918.
- Webb, B. and Zhang, Y. (1997). Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. *Hydrological Processes*, 11 :79–101.
- Webb, B. and Zhang, Y. (1999). Water temperatures and heat budgets in Dorset chalk water courses. *Hydrological Processes*, 13 :309–321.
- Webber, S. and Donner, S. D. (2017). Climate service warnings : cautions about commercializing climate science for adaptation in the developing world. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 8(1) :e424.
- Weill, P., Deleplancque, B., and Norgeot, C. (2013). Etude de faisabilité sur la caractérisation des hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la bassée par géoradar. Technical report, PIREN Seine.
- Weishaar, J., Aiken, G., Bergamaschi, B., Fram, M., Fujii, R., and Mopper, K. (2003). Evaluation of specific ultraviolet absorbance as an indicator of the chemical composition and reactivity of dissolved organic carbon. *Environ. Sci. Technol.*, 37 :4702–4708.
- Westhoff, M., Bogaard, T., and Savenije, H. H. G. (2011). Quantifying spatial and temporal discharge dynamics of an event in a first order stream, using distributed temperature sensing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(6) :1945–1957.
- Westhoff, M., Savenije, H., Luxemburg, W., Stelling, G., van de Giesen, N., Selker, J., Pfister, L., and Uhlenbrook, S. (2007). A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11 :1469–1480.
- Wilson, A., Woodward, G., and c, W. B. S. (2016). Using heat as a tracer to estimate the depth of rapid porewater advection below the sediment–water interface. *Journal of Hydrology*.
- Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L., and Alley, W. M. (1998). Ground water and surface water ; a single resource. Technical report, US Geological Survey,.
- Woessner, W. W. (2000). Stream and fluvial plain ground water interactions : Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water*, 38(3) :423–429.
- Wright, M. R., Patterson, I. L. J., and Harris, K. D. M. (1998). Non-ideality and ion association in aqueous electrolyte solutions : Overview and a simple experimental approach. *Journal of Chemical Education*, 75(3) :352.
- Wu, B., Zheng, Y., Tian, Y., Wu, X., Yao, Y., Han, F., Liu, J., and Zheng, C. (2014). Systematic assessment of the uncertainty in integrated surface water-groundwater modeling based on the probabilistic collocation method. *Water Resources Research*, 50(7) :5848–5865.
- Wu, J., Zhang, R., and Yang, J. (1997). Estimating infiltration recharge using a response function model. *Journal of Hydrology*, 198(1-4) :124–139.

Yager, R. M. (1998). Detecting influential observations in nonlinear regression modelling of ground-water flow. *Water Resources Research*, 34 :1623–1633.

Zsolnay, A., Baigar, E., Jimenez, M., Steinweg, B., and Saccomandi, F. (1999). Differentiating with fluorescence spectroscopy the sources of dissolved organic matter in soils subjected to drying. *Chemosphere*, 38 :45–50.