



HAL
open science

Investigations hydro-géophysiques et premières modélisations thermiques de la vallée des Avenelles à l'interface cours d'eau-nappe

Amer Mouhri, Nicolas Flipo, Fayçal Rejiba, Patrick Goblet, Ludovic Bodet, Gaëlle Tallec, Patrick Ansart, Anne Jost, Véronique Durand, Chantal de Fouquet

► **To cite this version:**

Amer Mouhri, Nicolas Flipo, Fayçal Rejiba, Patrick Goblet, Ludovic Bodet, et al.. Investigations hydro-géophysiques et premières modélisations thermiques de la vallée des Avenelles à l'interface cours d'eau-nappe. 2013. hal-04355013

HAL Id: hal-04355013

<https://hal.inrae.fr/hal-04355013>

Submitted on 20 Dec 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Investigations hydro-géophysiques et premières modélisations thermiques de la vallée des Avenelles à l’interface cours d’eau-nappe

Amer Mouhri^{1,*}, Nicolas Flipo¹, Fayçal Rejiba², Patrick Goblet¹, Ludovic Bodet², Gaëlle Tallec³, Patrick Ansart³, Anne Jost², Véronique Durand⁴, Chantal de Fouquet¹

¹ Centre de Géosciences, Mines ParisTech, UMR 7619 Sisyphe, 35 rue Saint-Honoré, 77 305 Fontainebleau

² UMR 7619 Sisyphe, UPMC , BP 105, Tour 56-55, Etage 4, 4 Place Jussieu, 75005 Paris

³ Cemagref, Unité de Recherche « Hydrosystèmes et Bioprocédés » Parc de Tourvoie BP 44, 92163 Antony Cedex

⁴ UMR8148, Laboratoire IDES, Université Paris-Sud/CNRS, Orsay

* amer.mouhri@mines-paristech.fr

1 Introduction

La question de la quantification des flux d’eau (et indirectement de polluants) échangés temporellement entre les nappes et les cours d’eau est aujourd’hui un enjeu capital et nécessaire pour aboutir à une compréhension approfondie du fonctionnement hydrologique du bassin et des processus dynamiques au niveau de l’interface nappe-rivière. Le choix de la stratégie de mesure et de l’emplacement des points expérimentaux est une étape clé pour répondre à cette question. En effet, plusieurs méthodes peuvent être utilisées (Mouhri et al., 2012b) pour quantifier ces échanges. La plupart de ces méthodes d’échantillonnage des interfaces nappe-rivière sont représentatives d’un site local, et ne permettent pas, à elles seules, de quantifier les échanges nappe-rivière le long d’un bief, ce qui requiert généralement, des approches pluridisciplinaires (Sophocleous, 2002; Winter, 1998; Woessner, 2000; Andersen and Acworth, 2009; Bendjoudi et al., 2002) et multi-échelle (Scanlon et al., 2002) afin de limiter les erreurs d’estimation (Fleckenstein et al., 2010).

Parmi une sélection de 39 publications (Tab. 1) traitant de dispositifs de mesure multi-échelle et/ou multi-proxy, Mouhri et al. (2013) ont identifié que seuls Kikuchi et al. (2012) avaient mis en place un dispositif intégrant les différentes échelles d’analyse spatiale. Il s’avère que les méthodes de traçage à l’aide de traceurs naturels ou artificiels sont les plus populaires (Cox et al., 2007; Gooseff and McGlynn, 2005; Harvey et al., 1996) bien que représentatives d’un seul type d’évènement hydrologique. 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), ainsi que l’utilisation de fibres optiques permettant d’étudier des extensions spatiales plus larges (Krause et al., 2012; Lowry et al., 2007; Moffett et al., 2008; Selker et al., 2006; Vogt et al., 2010b). Certes, la

PIREN Seine : Investigations hydro-géophysiques et premières modélisations thermiques de la vallée des Avenelles à l'interface cours d'eau-nappe

Authors	Spatial scale			Methods												
	HZ	ER †	HS ‡	SM	DG	WLM	PT	WB	TT	TP	TEC	Tδ	TCh	GI	DTS	TI
Andersen and Acworth (2009)	+	+							+		+					
Angermann et al. (2012)	+	0.25				+			+	+						
Anibas et al. (2011)	+	36.7								+						
Anibas et al. (2012)	+	5.6		+			+			+						
Becker et al. (2004)		40	300		+				+							
Conant (2004)	+	0.06				+	+			+						
Constantz (2008)	+	nd								+						
Cristea and Burges (2009)		86.5							+							+
Ellis et al. (2007)*		7				+							+			
Faulkner et al. (2012)	+	5				+										
Fleckenstein et al. (2006)		20				+	+									
Gooseff and McGlynn (2005)		0.06									+		+			
Harvey et al. (1996)		0.05				+		+					+			
Hatch et al. (2006)	+	11.5			+	+				+						
Hayashi et al. (2012)		1				+			+		+		+			
Henderson et al. (2009)	+	0.05													+	
Jardani et al. (2012)*		10				+	+									
Kalbus et al. (2006)	+	0.06					+			+						
Keery et al. (2007)	+	1						+		+						
Kikuchi et al. (2012)*	+	21	150	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Krause and Bronstert (2007)		20	198		+	+		+								
Krause et al. (2007)		0.02				+			+						+	
Landon et al. (2001)		7.1		+		+	+									
Lee (1977)	+			+									+			
Loheide II and Gorelick (2006)	+	2														+
McCallum et al. (2012)		33			+								+			
Munz et al. (2011)	+	0.02				+	+									
Nowinski et al. (2012)	+	1				+				+			+			
Nyquist et al. (2008)		0.11									+			+		
Rosenberry and Pitlick (2009)	+	0.3		+												
Rötting et al. (2006)*		0.1				+	+									
Schmidt et al. (2006)	+	0.22				+	+			+						
Schuetz and Weiler (2011)		nd							+		+					+
Sophocleous et al. (1988)		nd	400			+	+									
Vazquez-Sune et al. (2007)		30	200			+		+								
Vogt et al. (2010b)	+	0.2								+					+	
Vogt et al. (2010a)		1					+				+					
Ward et al. (2010)	+	0.07											+	+		
Ward et al. (2012)	+	0.03									+		+	+		

† ER : t in km ; ‡ HS : Hydrosystem in km² ; * multi-layer aquifer system
SM : Seepage meter ; DG : differential gauging ; WLM : Water Level Measurements ; PT : Pumping and/or slug Test
WB : Water Balance ; TT : WLM+Temperature TP ; Temperature profile ; TEC : Electrical Conductivity
Tδ : isotope tracer ; TCh : Chemical tracer ; GI : Geophysical Imaging
DTS : Fiber Optic Distributed Thermal Sensors ; TI : Thermal imagery and Thermal infrared imagery

TABLE 1 – Revues d'études de terrain sur la quantification des échanges nappe-rivière. D'après Mouhri et al. (2013).

technologie de la fibre optique est séduisante, mais elle ne permet pas encore d'aboutir à des estimations quantitatives des échanges nappe-rivière. Les capteurs thermiques discrets, quant à eux, offrent une plus grande souplesse d'utilisation avec des mesures en continu. La définition de procédures d'aide à la mise en place de dispositifs expérimentaux intégrant la multi-dimensionalité des problèmes demeure un enjeu scientifique majeur pour les années à venir. Afin d'esquisser les contours d'une telle méthodologie, un dispositif expérimental de mesure hydro-thermique des échanges nappe-rivière a été mis en place au niveau du système aquifère multi-couche du bassin de l'Orgeval (GIS ORACLE), dans le cadre des projets ONEMA NAPROM et PIREN Seine. La démarche méthodologique de mise en place du dispositif a nécessité une lourde étape de prospection et de reconnaissance de terrain (Mouhri et al., 2011, 2012a). Le choix des points d'implantation du dispositif s'est basé sur des campagnes de prospection géophysique, qui ont permis de définir la structure géologique et le contact ou « la connectivité » entre le cours d'eau et les différentes unités aquifères et aquitards. Cette étape préliminaire a permis de sélectionner 5 sections de rivière (Fig. 1), représentatives des différents types de contact entre la rivière et le substrat géologique, pour l'implantation des stations du dispositif expérimental. Les nouvelles stations de mesure, couplées à celles du réseau du GIS ORACLE, permettent de suivre l'évolution à long terme des flux échangés entre les différents compartiments du système. Le système de mesure multi-échelle est composé de trois nouveaux piézomètres de plateau et cinq systèmes de mesure locale (Fig. 1, citet-mouhri2012b). Le dispositif, basé sur la mesure des paramètres hydro-thermiques depuis l'échelle de la zone hyporhéique (ZH), jusqu'à celle du bassin a pour objectif :

- de caractériser la variabilité spatio temporelle des échanges nappe rivière,
- de fournir un jeu de données spatialement et temporellement dense pour mieux contraindre les condition limite du modèle à l'échelle locale et de réduire ainsi les incertitudes sur la quantification des échanges,
- de fournir un premier support pour la modélisation biogéochimique spatialisée à l'échelle du bassin.

Dans ce rapport, nous présentons les premières chroniques de température et du niveau d'eau ainsi que les premiers résultats des simulations hydro-thermiques permettant d'obtenir de premières quantification des échanges nappe-rivière au niveau d'une section test.

2 Le bassin de l'Orgeval

Avec une superficie de 104 km², le bassin expérimental de l'Orgeval est situé à 70 km à l'est de Paris. Il est affecté par un climat océanique tempéré avec une pluviométrie moyenne annuelle de 700 mm. Sur le plan hydrogéologique, le bassin de l'Orgeval est influencé par un système aquifère multi-couches (Fig. 1), qui est composé de deux principales formations géologiques : l'Oligocène (formation de Brie) et l'Eocène (calcaire de Champigny). Ces deux unités aquifères sont séparées par un aquitard argileux. Le bassin est recouvert de dépôts éoliens quaternaires, essentiellement constitués de lentilles de sable et de limon peu perméables.

L'Oligocène est constitué par la nappe du calcaire de Brie. Celle-ci représente un aquifère libre et perché dont le mur est constitué par des argiles vertes quasiment imperméables (Mégny, 1979). L'Eocène supérieur est représenté par la nappe du calcaire de Champigny. Celle-ci constitue un aquifère de perméabilité de fissure, recouvert sur les plateaux par le manteau des argiles vertes.

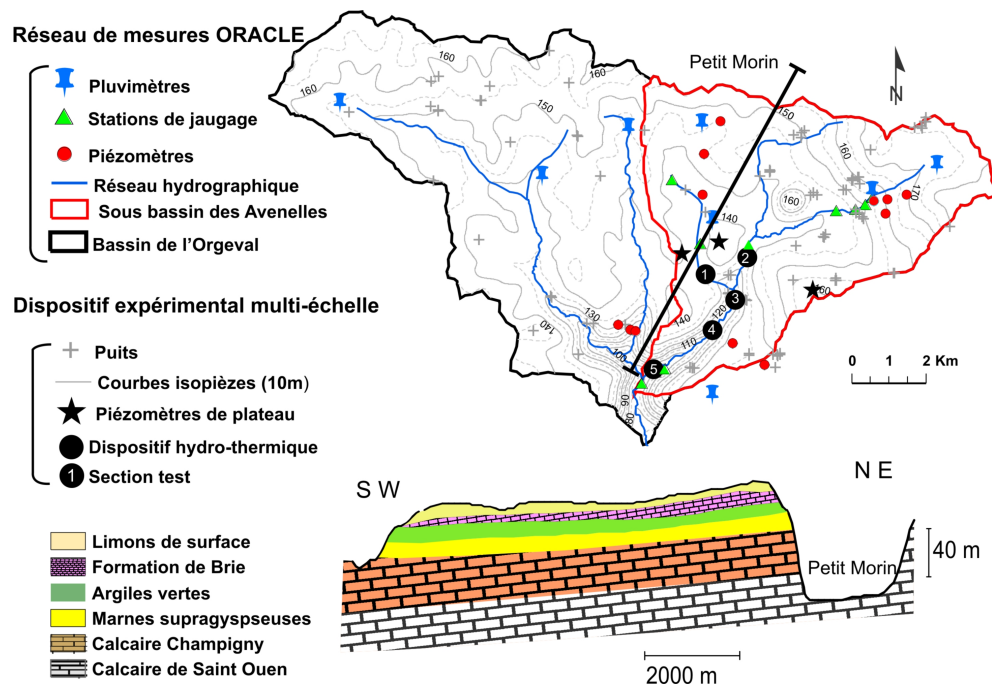


FIGURE 1 – Dispositif expérimental multi-échelle imbriqué dans le réseau de mesure ORACLE du bassin de l'Orgeval (extrait de Mouhri et al., soumis).

Cette nappe est généralement libre, bien que coiffée d'une couche argileuse. Elle est alimentée par les flancs de vallées et localement par les zones poreuses et les gouffres (Campinchi et Morisseau, 1983).

Sur le plan expérimental, le corridor de la vallée des Avenelles a été sélectionné pour l'implantation le dispositif expérimental. Ainsi, les cinq sections de rivière choisies dans cette étude représentent différents types de connectivité (validées par carottage) entre le cours eau et les aquifères (Fig. 1) :

- les sections amont 1 et 2 sont en connexion avec la formation de Brie,
- la section 3 est en connexion avec les argiles vertes, mais avec une présence d'une nappe 'latérale' dans le remplissage par des colluvions et par des résidus de la formation des argiles à meulière de la vallée incisée,
- la section 4 est en contact avec les marnes supragypsées et avec les colluvions dont la connexion avec les calcaires de Champigny reste à caractériser,
- la section 5 en aval du bassin des Avenelles en contact avec l'aquifère inférieur du Champigny. Cette section constitue le dernier point du dispositif et est en cours d'installation.

Le dispositif de mesure multi-échelle est déployé sur une longueur de 6 km de réseau hydrographique. Chaque section est instrumentée par une station locale de monitoring hydro-thermique (SLMHT)

3 Méthodologie

3.1 Les Stations Locales de Monitoring Hydro-Thermique (SLMHT)

Les SLMHT sont construites autour d'un système de mesure de variables géophysiques (température et pression), auquel sera ajouté en 2013 un système de prélèvement d'eau à différentes profondeurs de la zone hyporhéique (mini-piézomètres) afin de caractériser la signature géochimique des eaux.

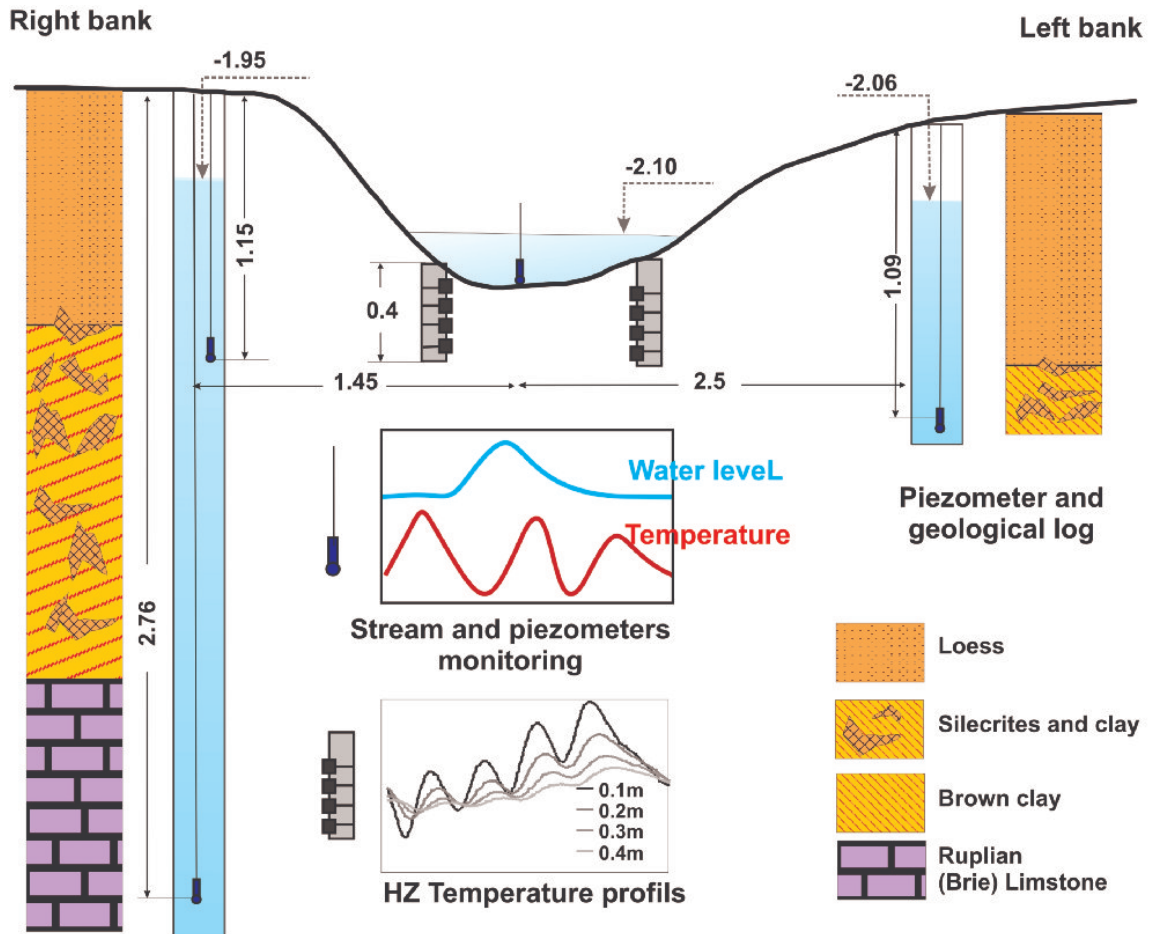


FIGURE 2 – Station Locale de Monitoring Hydro-Thermique (SLMHT) des échanges nappe-rivière. D'après Mouhri et al. (2013).

Chaque SLMHT comprend (Fig. 2) :

- Deux dispositifs de mesure de profils verticaux de température sur une profondeur de 40 à 60 cm et avec une discrétisation de 10 à 20 cm. Chaque dispositif est implanté au niveau d'une berge de rivière. La mesure automatique de la température est réalisée grâce aux sondes reliées à des enregistreurs HOBO avec un pas de temps de 15 min et une précision de $1/10^{\circ}\text{C}$. En 2013, un essai de mesure de la pression à l'aide du dispositif de Greswell et al. (2009) sera réalisé.

- Deux piézomètres de bordure équipés par des mini-sondes de température et de pression avec enregistrement à pas de temps 15 min. Des tests de pompage et des essais de traçage peuvent être réalisés au niveau de ces piézomètres, pour caractériser les propriétés hydrodynamiques du milieu à l'échelle de chaque section.
- Une sonde de température et de niveau d'eau enregistre la température et la pression de la colonne d'eau du cours d'eau. Ces données permettront à la fois d'estimer les débits au niveau de chaque section via la mise en oeuvre de courbes de tarage et de calculer les gradients hydrauliques entre la rivière et les piézomètres de bordure. Des jaugeages hydrauliques sont fréquemment réalisés au droit des sections afin d'établir ces courbes de tarage.

Ce système a pour objectif, par une approche directe (pression) et une approche indirecte (température), d'estimer localement les flux d'eau échangés entre le réseau hydrographique et les aquifères. A cet effet, un modèle hydro-thermique 2D vertical sera développé au droit de chaque SLMHT afin d'inverser les données acquises sur le terrain. Comme présenté dans la suite, l'interprétation à l'aide du logiciel METIS (Goblet, 2010) des premières chroniques de température de la ZH au droit de la section test (station 1, Fig. 1) indique que le dispositif permet d'estimer les échanges d'eau entre l'aquifère et la rivière (Mouhri et al., 2013).

3.2 Modélisation hydro-thermique des échanges nappe-rivières

Le code de simulation METIS, qui représente en 2D les écoulements verticaux et le transfert de chaleur en milieu poreux (Goblet, 2010), est utilisé pour interpréter les données expérimentales et pour tester l'hypothèse de verticalité des flux (Krause et al., 2012) entre la rivière et l'aquifère à l'échelle de la ZH. Les équations sont formulées et résolues par la méthode des éléments finis. Le transfert de chaleur est représenté via les processus d'advection (associé aux flux d'eau) et de conduction (à travers la phase solide-liquide). Ces processus sont décrits par le couplage de deux équations (2-3). La charge hydraulique est exprimée par :

$$h = \frac{p}{\rho_0 g} + z, \quad (1)$$

Où h est la charge piézométrique [L], p est la pression du fluide [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$], ρ_0 masse volumique du fluide [ML^{-3}], g la constante de gravité [LT^{-2}], et z la hauteur calculée par rapport au niveau de la mer [L].

Les écoulements souterrains transitoires sont décrits par l'équation de diffusivité :

$$\nabla \left[\frac{k\rho g}{\mu} (\rho_0 \vec{\nabla} h + (\rho - \rho_0) \vec{\nabla} z) \right] = S_s \rho_0 \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (2)$$

Où μ est la viscosité dynamique [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$], k la perméabilité intrinsèque [L^2], t le temps [T], S_s coefficient d'emménagement [L^{-1}], ρ masse volumique du fluide [ML^{-3}].

Le transfert thermique transitoire, qui prend en compte l'advection, la dispersion cinématique, et la conduction, s'écrit :

$$\nabla \left[(\alpha \gamma_w \|U\| + \Lambda) \nabla T - \gamma_w U T \right] = \gamma \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (3)$$

Où α est la dispersivité intrinsèque [L], Λ la conductivité thermique du milieu m [$\text{MLT}^{-3}\Theta^{-1}$], γ la capacité calorifique du milieu [$\text{L}^2\text{T}^{-2}\Theta^{-1}$], γ_w la capacité calorifique de l'eau [$\text{L}^2\text{T}^{-2}\Theta^{-1}$], T la température [Θ], et U la vitesse de Darcy [LT^{-1}].

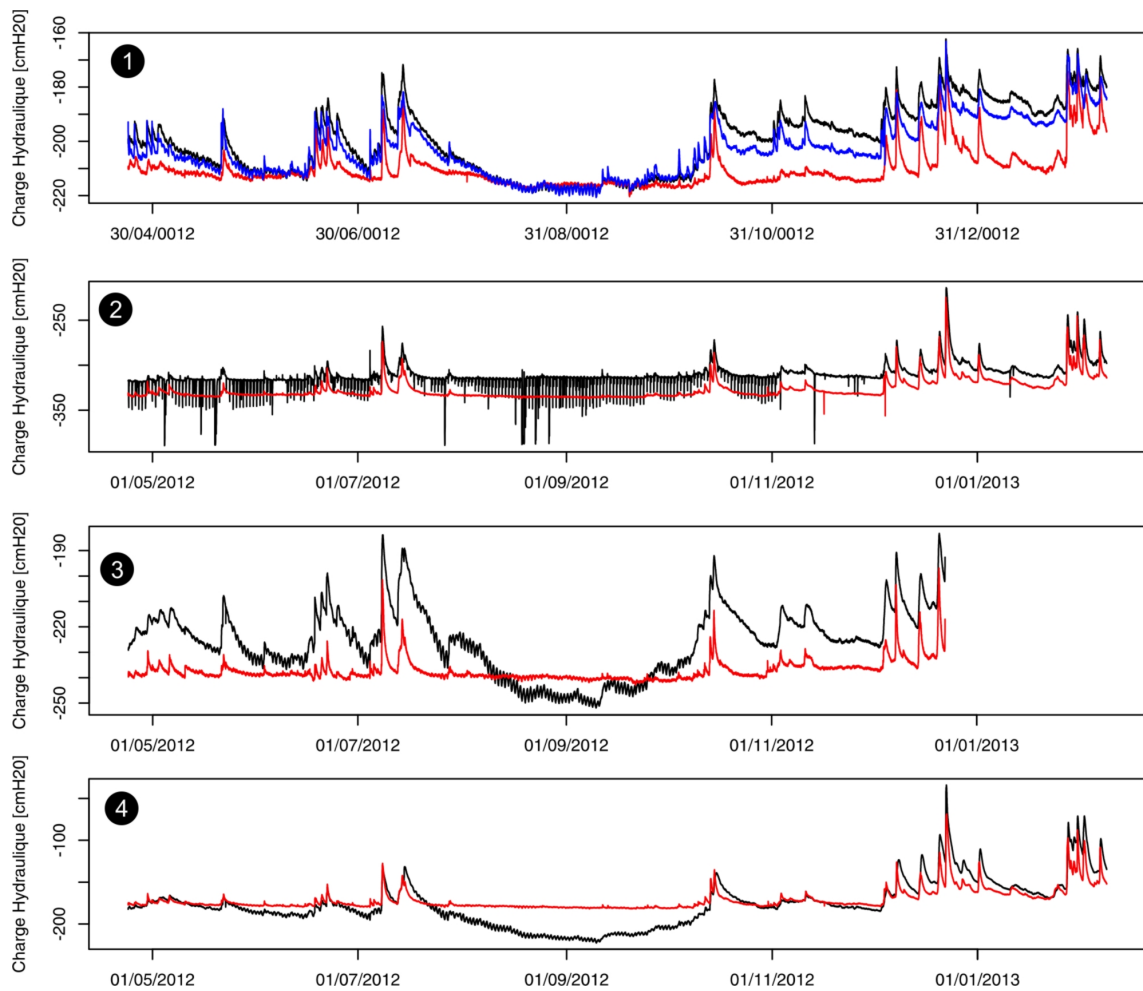


FIGURE 3 – Variabilité spatio-temporelle du niveau d'eau entre la rivière et la nappe (piézométrie en noire et bleu, rivière en rouge) : la rivière est en contact avec la nappe de brie en 1 et 2, avec les argiles verte en 3 et avec les marnes supragypseuses en 4.

4 Résultats

4.1 Hydrodynamique à l'interface nappe-rivière

Le suivi de la variation des niveaux d'eau entre les piézomètres de bordure et celui de la rivière à l'échelle du tronçon de la rivière des Avenelles, pour la période d'avril 2012 à février 2013, montre une variabilité spatio-temporelle des échanges entre le cours d'eau et la nappe de surface (Fig.3).

Au niveau des section 1 et 2, hormis, les périodes de crue, la rivière draine la nappe de Brie. Au point 1, ce drainage tend vers l'équilibre en période d'étiage. Au niveau de la section 1 (Fig.3-1), les fortes amplitudes de variation sont observées au niveau des piézomètres (courbes noire et bleu) notamment au niveau de la rive droite (courbe noire). Ce piézomètre est caractérisé par un mélange d'eaux issues du calcaire de Brie et des limons de surface.

On observe également au niveau de la section 2 des inversions de gradient hydraulique lors des phases de pompage du piézomètre. Les stations 1 et 2 présentent des comportements similaires, si ce n'est que le niveau piézométrique de la station 2 ne rejoint pas le niveau de la rivière, et ce même à l'étiage.

Au niveau de la section 3, le cours d'eau est en contact avec les argiles vertes. La rivière draine son champ proche en période de hautes eaux et l'alimente à l'étiage. Dans cette configuration, l'écart entre les niveaux d'eau en rivière et dans le piézomètre de bordure peut atteindre 10 cm.

Au niveau du point 4, hormis, les périodes de crue, la rivière alimente l'aquifère du Champigny, avec une différence entre les niveaux d'eau pouvant atteindre 50 cm en période d'étiage.

A l'échelle des crues, on observe des variations rapides des piézomètres de bordure. Au niveau de la station 1, la différence de comportement entre la rive droite et la rive gauche semble indiquer que ces variations rapides du niveau piézométrique lors d'événements pluvieux sont liées au caractère superficiel de la nappe, ainsi qu'aux hétérogénéités de perméabilités de la formation aquifère de Brie, coiffée par des limons des plateaux.

4.2 Dynamique thermique à l'interface nappe-rivière

4.2.1 Relation thermique entre la rivière et la nappe

Contrairement au gradient hydraulique, le suivi du régime thermique des eaux de surface (rivière) et des eaux de nappe (piézomètres de bordure) ne montre pas, le long du réseau hydrographique étudié, de variabilité spatiale évidente pour la même période (Fig.4). Il est seulement à signaler que les fortes températures de la rivière sont observées au niveau du plus petit ruisseau (section 1) présentant une faible végétalisation des ripisylves, et une faible hauteur d'eau d'eau dans le petit ruisseau. Les variations nyctémérales de la température de l'air ont un impact fort sur celles des eaux du cours d'eau (l'amplitude de ces variations peut atteindre 10°C), tandis que celles de la nappe sont affectées par des variations saisonnières. Seules les températures des eaux souterraines de la section 2 se détachent de ce schéma général de fonctionnement. Cela est lié au fait que les eaux du puits sont fréquemment pompées. Le fait que la température des eaux du puits soient très proches de celles de la rivière indique que celui-ci est très certainement alimenté par les eaux de la rivière lors des pompages.

Au niveau de la section 1, une différence thermique entre les eaux de l'horizon de Brie (courbe noire) et des limons de surface (courbe bleu) est observée (Fig.4-1). La température mesurée dans les limons (1 m de profondeur) est très influencée par la température de la surface, alors que celle de l'aquifère de Brie (3 m de profondeur) ne semble pas réagir à cette dernière. Il est également à signaler la réactivité du signal thermique de l'aquifère de Brie aux crues (cf. courbe noire Fig.4-1). En effet, on observe des pics de température lors des fortes crues de décembre 2012, traduisant un transfert d'eau plus chaudes de l'aquifère vers la rivière, à cette époque, plus froide. Cela s'explique par la mise en charge de l'aquifère par la recharge qui, malgré le drainage intensif, augmente à cette période.

4.2.2 Transfert thermique dans le système rivière-ZH-nappe

Dans la ZH, les profils verticaux de température (Fig.5) sont affectés, à la fois par les variations nyctémérales des eaux de surface, mais aussi par la tendance saisonnière des eaux souterraines.

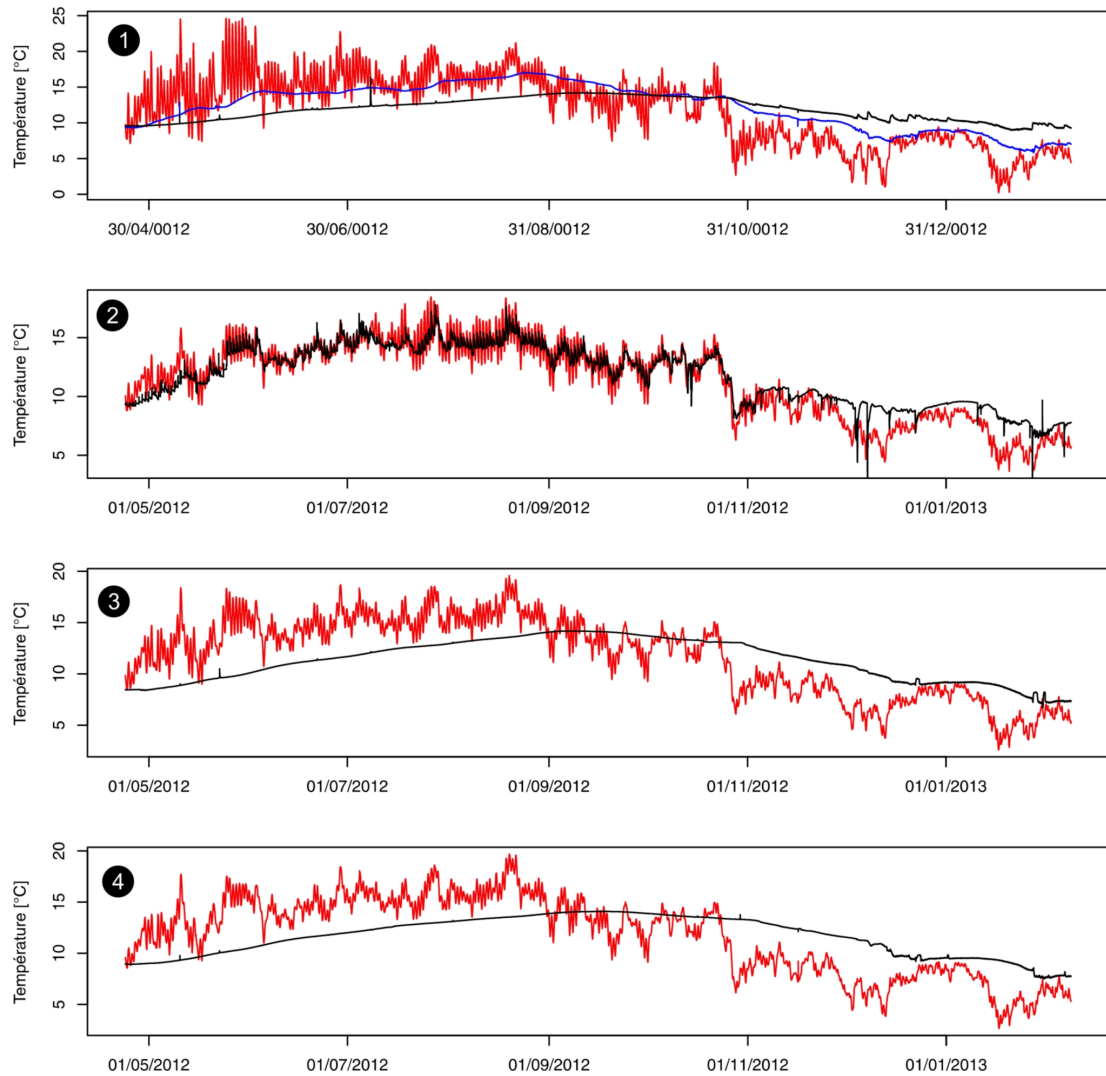


FIGURE 4 – Chroniques des températures du cours d'eau et de la nappe (piézométrie en noire et bleu, rivière en rouge) : la rivière est en contact avec la nappe de brie en 1 et 2, avec les argiles verte en 3 et avec les marnes supragypseuses en 4.

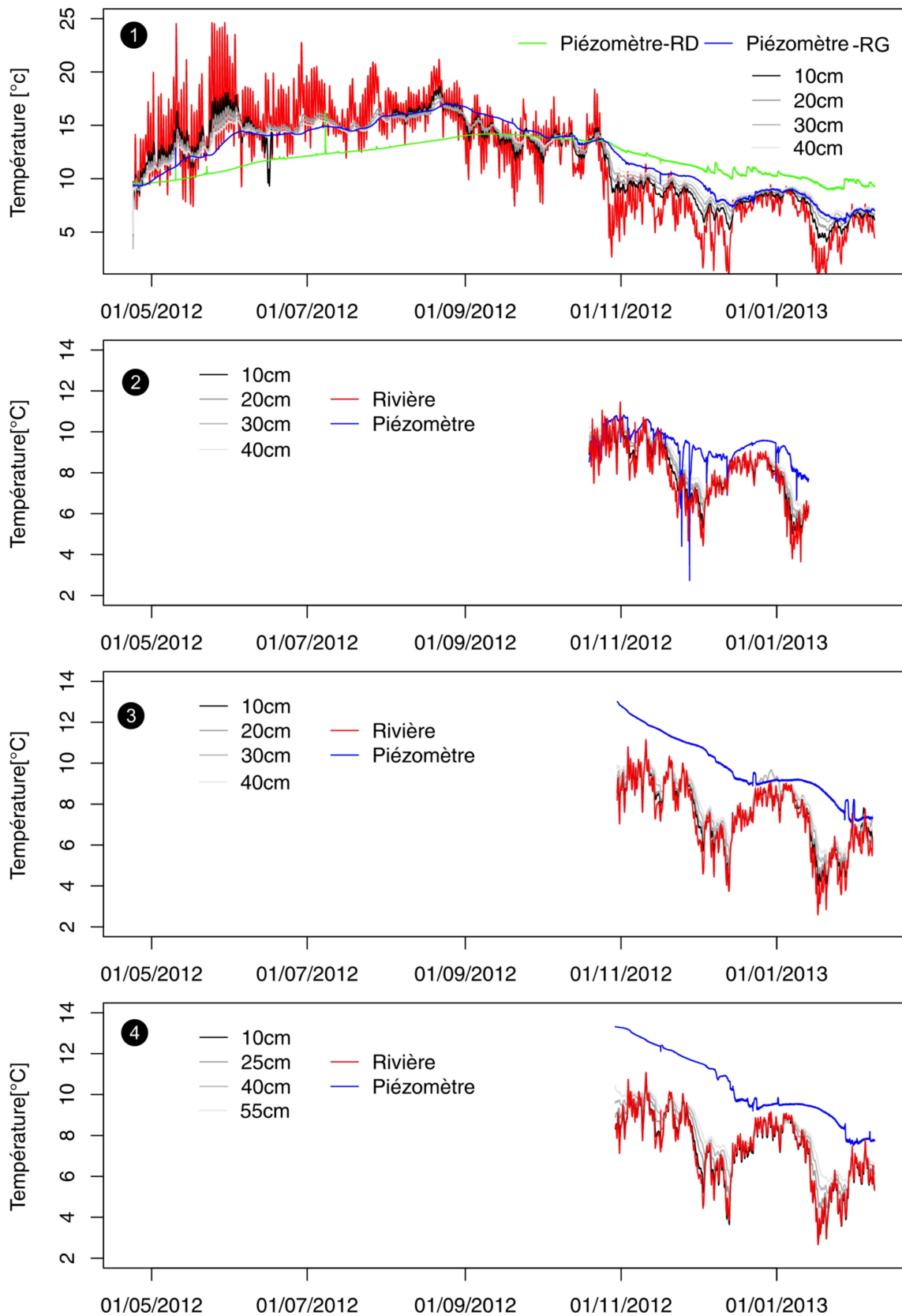


FIGURE 5 – Chroniques de température mesurées dans la zone hyporhéique

Ce constat confirme donc la présence d'une ZH où les eaux de surface se mélangent avec les eaux souterraines.

Un déphasage de 8h est observé entre les fluctuations thermiques des eaux de la rivière et celles de la zone supérieure de la ZH (capteur le plus proche de la surface). Par contre, les variations nyctémérales sont très atténuées au niveau le plus profond de la ZH (capteur situé en général à 40 cm sous le lit de la rivière). L'atténuation des fluctuations thermiques dans la partie la plus profonde de la ZH s'explique, d'une part, par les temps relatifs aux temps de transfert de la chaleur par conduction, et, d'autre part, par la remontée des eaux de l'aquifère vers la rivière (Constantz et al., 2002). Les profils verticaux de températures enregistrées dans la ZH peuvent donc être utilisés pour suivre la direction et l'intensité des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

L'enveloppe maximale (écart de température entre le profil proche de la surface et le plus profond) des profils de température de la ZH est de 4°C à la station 1, de 2°C aux stations 2 et 3, et de 4 °C pour à la station 4. La discrétisation verticale est de 15 cm à cette station, alors qu'elle est de 10 cm aux autres.

Étant donnée la longueur des chroniques, la dynamique à long terme de la température des eaux de la ZH ne peut être abordée qu'au niveau de la section amont 1 (Fig.5-1). Durant la période estivale, les températures enregistrées dans la ZH sont supérieures à celles de la nappe avec des amplitudes nyctémérales plus ou moins marquées suivant la profondeur des capteurs. Ce schéma s'inverse en hiver, lors des hautes eaux.

4.2.3 Construction du modèle hydro-thermique

Un modèle hydro-thermique couplé a été construit verticalement à la section de rivière (Fig.6). Il simule 6 m de longueur et 3 m de profondeur. Trois couches sont considérées. Elles correspondent à l'horizon des limons et argiles à meulière, à l'horizon du calcaire de Brie, et à la ZH pour laquelle la résolution du maillage est affinée (Fig.6). Le maillage contient 10345 éléments triangulaires et 5323 noeuds. La résolution du maillage varie entre 1.25 cm (au niveau de la ZH) et 10 cm (au niveau de l'aquifère profond).

Deux simulations ont été réalisées dans l'objectif de reproduire les profils verticaux de température mesurés dans la ZH sur une période de 25 jours (du 25 avril 2012 au 20 mai 2012) et de tester l'hypothèse de transfert de chaleur par flux d'eau (flux advectif).

La première simulation modélise les flux de chaleur par simple diffusion sans advection (Fig.7). La chronique de températures mesurées en rivière est utilisée comme condition limite au niveau de l'interface eau de rivière-sédiments de la ZH. Les chroniques de températures mesurées dans chaque piézomètre de bordure au niveau de la couche limon-argile à meulières sont appliquées comme conditions limites latérales de la partie supérieure du modèle. Les conditions limites latérales de la partie inférieure (i.e. calcaire de brie) du modèle sont contraintes par la chronique de températures mesurées dans le piézomètre profond de la rive droite. Une température initiale du milieu de 9.5°C est appliquée au fond de la section transversale. La conductivité thermique et la capacité calorifique du milieu sont, respectivement, fixés à 2.5 W.m⁻¹.K⁻¹ et 240 000 J.m⁻³.K⁻¹. La capacité calorifique de l'eau est 4 180 J.m⁻³.K⁻¹. Cette simulation est appelée simulation diffusive.

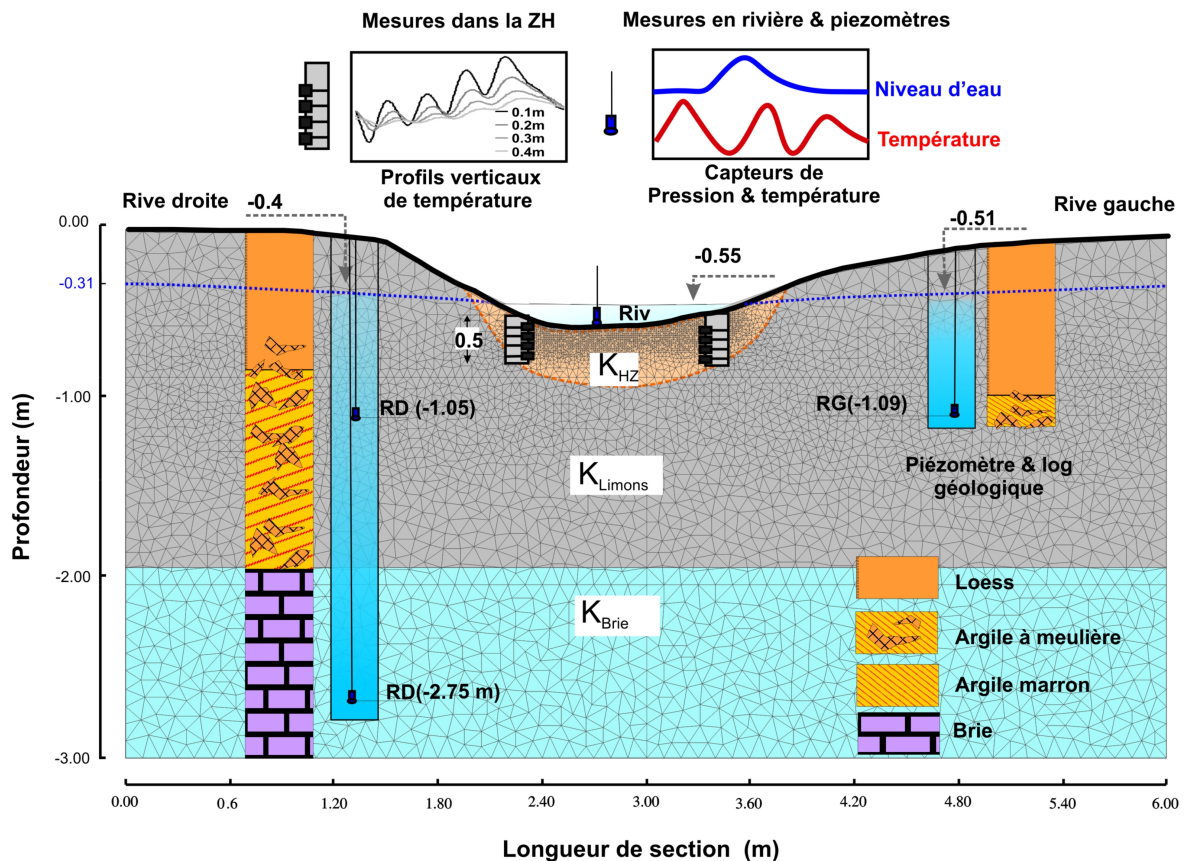


FIGURE 6 – Modèle METIS hydro-thermique 2D vertical composé de 3 couches pour la section 1

La deuxième simulation est réalisée en régime permanent pour l'hydrodynamique, et en régime transitoire pour la thermique. Cette simulation prend en compte le transport de chaleur par advection (Fig.7). Les conditions limites de température sont exactement les mêmes que celles utilisées dans la première simulation. Une charge hydraulique correspondant au niveau piézométrique initial est imposée dans la partie supérieure du modèle. Le fond du calcaire de Brie est considéré imperméable. Les valeurs de perméabilités sont fixées à 10^{-6} m.s^{-1} pour l'horizon des limons-argile à meulière, 10^{-5} m.s^{-1} pour celui du calcaire de Brie, et à $5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour celui de la ZH. Cette simulation est appelée simulation advective.

4.2.4 Premiers résultats des simulations du transfert hydro-thermique

La simulation diffusive surestime les fluctuations de température dans la partie supérieure de la ZH (Fig.7-diffusion). Elles sont 3,3 fois plus élevées que celles mesurées. La simulation advective réduit les amplitudes simulées par rapport à la simulation diffusive. Les amplitudes sont toujours surestimées mais dans une moindre mesure : 1,6 fois plus élevées que celles mesurées (Fig.7-advective).

Le nuage de corrélation entre la température observée et celle de la simulation diffusive (pour toutes les profondeurs) montre clairement cette surestimation des amplitudes diurnes. Il montre

PIREN Seine : Investigations hydro-géophysiques et premières modélisations thermiques de la vallée des Avenelles à l'interface cours d'eau-nappe

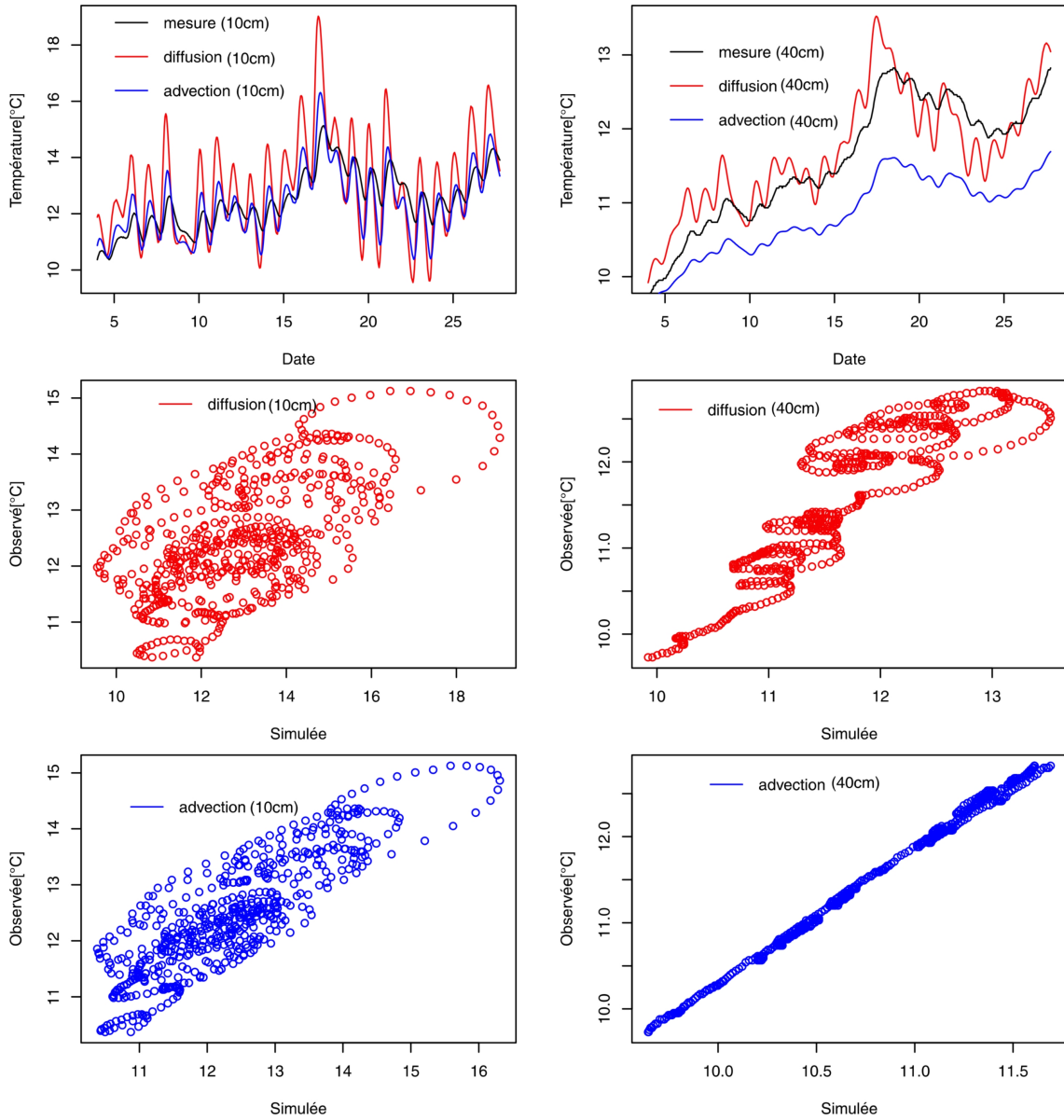


FIGURE 7 – Résultats de la simulation des profils thermiques dans la ZH

également un effet de boucle très marqué généré par le déphasage entre la température observée et celle simulée (Fig.7-diffusion). En introduisant le transport de chaleur par les écoulements (Fig.7-advection), les nuages de corrélation se resserrent et présentent un meilleur phasage des pics et des amplitudes diurnes (resserrement des boucles au niveau du profil à 10 cm). Les tendances globales sont bien reproduites, néanmoins cette simulation advective sous-estime la température de l'horizon profond (40 cm). Ceci est probablement dû d'une part, à une sous-estimation de la contribution des eaux souterraines, et d'autre part, aux variations temporelles des gradients hydrauliques entre le niveau dans la rivière et celui dans la nappe (simulation en régime permanent pour les écoulements et en transitoire pour le transfert thermique). Ces deux points seront repris par le biais d'une re-calibration de la partie hydrodynamique en régime hydraulique transitoire.

Le processus de diffusion thermique ne permet pas d'expliquer, à lui seul, le transfert de chaleur dans la ZH, ce qui constitue donc une première preuve de l'existence de flux de chaleur par advection dans la section testée. Ces deux simulations montrent clairement que les écoulements jouent un rôle dans le transfert thermique dans la ZH. Le signal thermique peut donc être utilisé comme traceur des écoulements.

Même si la calibration du modèle doit être améliorée, la simulation advective permet d'ores et déjà d'estimer un flux d'alimentation de la rivière par la nappe de $2.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ au droit de la section testée. Comme le tronçon de rivière situé en amont de cette section présente les mêmes caractéristiques géomorphologiques que la section elle-même, il est possible d'intégrer le flux d'échange sur toute la longueur du tronçon. Le débit estimé au droit de la section test est alors de $8,6 \text{ l.s}^{-1}$, soit l'équivalent de 90 % du débit mesuré par jaugeage.

5 Conclusion

Les enregistrements hydro-thermiques au droit des SLMHT ont permis, d'une part, de caractériser la variabilité spatio-temporelle de la dynamique des échanges d'eau entre la rivière et les différentes unités aquifères, et d'autre part, de fournir un jeu de données à haute résolution temporelle pour mieux contraindre les conditions limites du modèle 2D qui couple les flux d'eau et le transfert de chaleur au niveau de chaque section suivi.

Le suivi des variations des niveaux d'eau entre la nappe et la rivière à l'échelle du tronçon des Avenelles, montre que la connectivité hydraulique entre la rivière et les aquifères est fortement contrainte par le contexte géologique (type de contact entre le cours d'eau et les unités géologiques) et par les conditions hydrogéologiques, ce qui se traduit par une variabilité spatiale et temporelle de la relation nappe-rivière. Au niveau de l'amont du bassin, hormis, les périodes de crue, la rivière draine la nappe de Brie, alors qu'au niveau des sections intermédiaires et aval, respectivement, en contact avec les argiles vertes et avec les marnes, la rivière draine la nappe en période de hauts niveaux piézométriques et alimente celle-ci en période d'étiage. Au niveau de ces 2 derniers points, on retrouve la continuité hydrologique de la nappe de surface de Brie dans les colluvions et les résidus d'argiles à meulière au niveau du remplissage de la vallée incisée.

Par ailleurs, le régime thermique des eaux de la ZH est affecté à la fois par les variations nyctémérales des eaux de surface et par la composante saisonnière des eaux des aquifères, traduisant ainsi la présence d'une zone de mélange des deux masses d'eau. Sur le plan expérimental, les profils verticaux de la température sont donc bien appropriés pour suivre la direction et l'intensité des

échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

Enfin, les premières simulations effectuées avec les modèles ajustés fournissent une quantification raisonnable des échanges nappe-rivière, à l'échelle locale. Ces simulations démontrent le rôle des flux d'eau dans le transfert de chaleur par advection et la pertinence de la mesure thermique verticale dans la ZH.

Le dispositif multi-échelle d'échantillonnage s'appuyant sur des piézomètres de plateau ainsi que sur les 5 SLMHT (Mouhri et al., 2012a, 2013) ne fournit pas seulement des quantifications à l'échelle locale, mais constitue aussi la base de la prochaine étape de ce projet : la modélisation multi-échelle des échanges hydriques entre les aquifères et la rivière depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle du bassin.

6 Remerciements

Ce travail bénéficie du soutien financier du projet NAPROM (NAPpe-Rivière : Observation et Modélisation) de l'ONEMA et du pilier "interfaces nappe-rivière" du programme de recherche PIREN Seine. Un grand merci à toutes les personnes qui ont contribué aux nombreuses campagnes de terrain et à la fabrication du dispositif thermique.

Références

- Andersen, M., Acworth, R., 2009. Stream-aquifer interactions in the Maules Creek catchment, Namoi Valley, New South Wales, Australia. *Hydrogeology Journal* 17, 2005–2021.
- Anderson, M. P., Aug. 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground Water* 43, 951–968.
- Angermann, L., Krause, S., Lewandowski, J., 2012. Application of heat pulse injections for investigating shallow hyporheic flow in a lowland river. *Water Resour. Res.* 48 (10).
- Anibas, C., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., Jan. 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., Verbeiren, B., Buis, K., Chormański, J., De Doncker, L., Okruszko, T., Meire, P., Batelaan, O., 2012. A hierarchical approach on groundwater-surface water interaction in wetlands along the upper biebrza river, poland. *Hydrology and Earth System Sciences* 16 (7), 2329–2346.
- Becker, M., Georgian, T., Ambrose, H., Siniscalchi, J., Fredrick, K., 2004. Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity. *Journal of Hydrology* 296, 221–233.
- Bendjoudi, H., Weng, P., Guérin, R., 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, 131–155.
- 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 Resour. Res.* 44, 1–20.
- Constantz, J., Stewart, A., Niswonger, R., Sarma, L., 2002. Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. *Water Resour. Res.* 38-12, 1316.
- Cox, M., G.W.Su, Constantz, J., Mar. 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. *Ground Water* 45, 187–195.
- Cristea, N., Burges, S., 2009. Use of thermal infrared imagery to complement monitoring and modeling of spatial stream temperatures. *Journal of Hydrologic Engineering* 14 (10), 1080–1090.
- Cuthbert, M., Mackay, R., Durand, V., Aller, M., Greswell, R., Rivett, M., 2010. Impacts of riverbed gas on the hydraulic and thermal dynamics of the hyporheic zone. *Advances in Water Resources*.
- Ellis, P., Mackay, R., Rivett, M., 2007. Quantifying urban river-aquifer fluid exchange processes : A multi-scale problem. *Journal of Contaminant Hydrology* 91 (1-2), 58–80.
- Faulkner, B. R., Brooks, J. R., Forshay, K. J., Cline, S. P., 2012. Hyporheic flow patterns in relation to large river floodplain attributes. *Journal of Hydrology* 448-449, 161–173.
- Fleckenstein, J., Krause, S., Hannah, D., Boano, F., Nov. 2010. Groundwater-surface water interactions : New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources* 33 (11), 1291–1295.
- Fleckenstein, J., Niswonger, R., Fogg, G., 2006. River-aquifer interactions, geologic heterogeneity, and low-flow management. *Ground Water* 44 (6), 837–852.
- Goblet, P., 2010. Programme METIS - Simulation d'écoulement et de transport miscible en milieu poreux et fracturé - Notice de conception mise à jour le 6/09/10. Tech. rep., Centre de Géosciences - Ecole des Mines de Paris.
- Gooseff, M., McGlynn, B., Aug. 2005. A stream tracer technique employing ionic tracers and specific conductance data applied to the maimai catchment, new zealand. *Hydrological Processes* 19, 2491–2506.
- Greswell, R., Ellis, P., Cuthbert, M., White, R., 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.
- Harvey, J., Wagner, B., Bencala, K., 1996. Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resour. Res.* 32 (8), 2441–2451.
- Hatch, C., Fisher, A., Revenaugh, J., Constantz, J., Ruehl, C., 2006. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records : Method development. *Water Resources Research* 42 (10), 10410.

- Hayashi, M., Vogt, T., Mächler, L., Schirmer, M., 2012. Diurnal fluctuations of electrical conductivity in a pre-alpine river : Effects of photosynthesis and groundwater exchange. *Journal of Hydrology* 450-451, 93–104.
- Henderson, R., Day-Lewis, F., C.F.Harvey, Mar. 2009. Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. *Geophysical Research Letters* 36 (6), 1–6.
- Jardani, A., Dupont, J., Revil, A., Massei, N., Fournier, M., Laignel, B., 2012. Geostatistical inverse modeling of the transmissivity field of a heterogeneous alluvial aquifer under tidal influence. *Journal of Hydrology* 472-473, 287–300.
- Kalbus, E., Reinstof, F., Schirner, 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., Schirner, 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.
- Keery, J., Binley, A., Crook, N., Smith, J., Mar. 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.
- Kikuchi, C., Ferré, T., Welker, J., 2012. Spatially telescoping measurements for improved characterization of ground water-surface water interactions. *Journal of Hydrology* 446-447, 1–12.
- Krause, S., Blume, T., Cassidy, N., 2012. Investigating patterns and controls of groundwater upwelling in a lowland river by combining fibre-optic distributed temperature sensing with observations of vertical head gradients. *Hydrology and Earth System Sciences* 16 (1), 1775–1792.
- Krause, S., Bronstert, A., 2007. The impact of groundwater-surface water interactions on the water balance of a mesoscale lowland river catchment in northeastern Germany. *Hydrological Processes* 21, 169–184.
- Krause, S., Bronstert, A., Zehe, E., 2007. Groundwater-surface water interactions in a North German lowland floodplain - Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology* 347, 404–417.
- Landon, M., Rus, D., Harvey, F., 2001. Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water* 39 (6), 870–885.
- Lee, D. R., 1977. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnol. Oceanogr.* 22(1), 140–147.
- Loheide II, S., Gorelick, S., 2006. Quantifying stream-aquifer interactions through the analysis of remotely sensed thermographic profiles and in situ temperature histories. *Environ. Sci. Technol.* 40 (10), 3336–3341.

- Lowry, C., Walker, J., Hunt, R., Anderson, M., 2007. Identifying spatial/variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. *Water Resources Research* 43 (10), W10408.
- McCallum, J., Cook, P., Berhane, D., Rumpf, C., McMahon, G., Jan. 2012. Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. *Journal of Hydrology* 416-417 (0), 118–132.
- Moffett, K., Tyler, S., Torgersen, T., Menon, M., Selker, J., Gorelick, S., 2008. Processes controlling the thermal regime of saltmarsh channel bed. *Environmental Science & Technology* 42, 671–676.
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Bodet, L., Goblet, P., Kurtulus, B., Ansart, P., Tallec, G., Durand, V., Jost, A., 2013. Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in sedimentary basin. *Journal of Hydrology Subm.*
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Tallec, G., Bodet, L., Durand, V., Jost, A., Guérin, R., Ansart, P., 2012a. Stratégie d'échantillonnage des échanges nappe-rivière du bassin agricole de l'orgeval. Tech. rep., PIREN Seine.
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., Durand, V., Tallec, G., Kurtulus, B., de Fouquet, C., Jost, A., Bodet, L., 2011. Mise en place d'un dispositif expérimental multi-échelle pour quantifier les échanges nappe-rivière dans un système aquifère multicouche. In : *Proceedings of GFHN-GEOFCAN*. p. 6p.
- Mouhri, A., Flipo, N., Saleh, F., 2012b. Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière. Tech. rep., PIREN Seine.
- Munz, M., Krause, S., Tecklenburg, C., Binley, A., Nov. 2011. Reducing monitoring gaps at the aquifer-river interface by modelling groundwater-surface water exchange flow patterns. *Hydrological Processes* 25, 3547–3562.
- Nowinski, J., Cardenas, M., Lightbody, A., Swanson, T., Sawyer, A., 2012. Hydraulic and thermal response of groundwater-surface water exchange to flooding in an experimental aquifer. *Journal of Hydrology* 472-473, 184–192.
- Nyquist, J. E., Freyer, P. A., Toran, L., 2008. Stream bottom resistivity tomography to map groundwater discharge. *Ground Water* 46 (4), 561–569.
- Rosenberry, D., Pitlick, J., 2009. Local-scale variability of seepage and hydraulic conductivity in a shallow gravel-bed river. *Hydrological Processes* 23, 3306–3318.
- Rötting, T., Carrera, J., Bolzicco, J., Salvany, J., 2006. Stream-stage response tests and their joint interpretation with pumping tests. *Ground Water* 44 (3), 371–385.
- Scanlon, B., Healy, R., Cook, P., Feb. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10 (1), 18–39.

- Schmidt, C., Bayer-Raich, M., Schirmer, M., Jul. 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* 3 (4), 1419–1446.
- Schmidt, C., Conant, B., Bayer-Raich, M., Schirmer, M., 2007. Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *Journal of Hydrology* 347, 292–307.
- Schuetz, T., Weiler, M., 2011. Quantification of localized groundwater inflow into streams using ground-based infrared thermography. *Geophys. Res. Lett* 38(3), L03401.
- Selker, J., L.Thévenaz, Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., Van De Giesen, N., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., Parlange, M., 2006. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resour. Res.* 42 (12), 8.
- Sophocleous, M., Apr. 2002. Interactions between groundwater and surface water : the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10 (2), 348.
- Sophocleous, M., Townsend, M., Vogler, L., McClain, T., Marks, E., Coble, G., 1988. Experimental studies in stream-aquifer interaction along the arkansas river in central kansas - field testing and analysis. *Journal of Hydrology* 98 (3-4), 249–273.
- Vazquez-Sune, E., Capino, B., Abarca, E., Carrera, J., 2007. Estimation of recharge from floods in disconnected stream-aquifer systems. *Ground Water* 45 (5), 579–589.
- Vogt, T., Hoehn, E., Schneider, P., Freund, A., Schirmer, M., Cirpka, O., Nov. 2010a. Fluctuations of electrical conductivity as a natural tracer for bank filtration in a losing stream. *Advances in Water Resources* 33 (11), 1296–1308.
- Vogt, T., Schneider, P., Hahn-Woernle, L., Cirpka, O., 2010b. Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. *Journal of Hydrology* 380 (1-2), 154–164.
- Ward, A., Fitzgerald, M., Gooseff, M., Voltz, T., Binley, A., Singha, K., 2012. Hydrologic and geomorphic controls on hyporheic exchange during base flow recession in a headwater mountain stream. *Water Resour. Res.* 48 (4).
- Ward, A., Gooseff, M., Singha, K., Nov. 2010. Characterizing hyporheic transport processes : Interpretation of electrical geophysical data in coupled stream-hyporheic zone systems during solute tracer studies. *Advances in Water Resources* 33 (11), 1320–1330.
- Westhoff, M., Bogaard, T., Savenije, H. H. G., Jun. 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.
- Winter, T., 1998. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7, 28–45.
- Woessner, W. W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions : Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38 (3), 423–429.