Caractérisation et quantification spatio-temporelle des échanges hydriques dans la vallée incisée des Avenelles

Amer Mouhri[1,2,*], Nicolas Flipo[1], Fayçal Rejiba[2], Ludovic Bodet[2], Anne Jost[2], Véronique Durand[3], Patrick Goblet[1]

[1] Centre de Géosciences, Mines ParisTech, 35 rue Saint-Honoré, 77 305 Fontainebleau
[2] UMR 7619 METIS, UPMC , BP 105, Tour 56-55, Etage 4, 4 Place Jussieu, 75005 Paris
[3] UMR 8148 IDES, CNRS/Univ Paris-Sud, 91405 Orsay
[*] Contacts : amer.mouhri@mines-paristech.fr, nicolas.flipo@mines-paristech.fr

1 Introduction

La question de la quantification des flux d'eau (et indirectement de polluants) échangés au cours du temps, entre les nappes et les rivières 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 pour quantifier ces échanges (Kalbus et al., 2006; Kikuchi et al., 2012; Mouhri et al., 2012b, 2013a). Il s'avère que les méthodes de traçage à l'aide de traceurs naturels ou artificiels sont les plus populaires 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 (Fleckenstein et al., 2010). Les capteurs thermiques discrets 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 (Mouhri et al., 2013a) 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, présentée dans les rapports PIREN 2011 et 2012, a nécessité une lourde étape

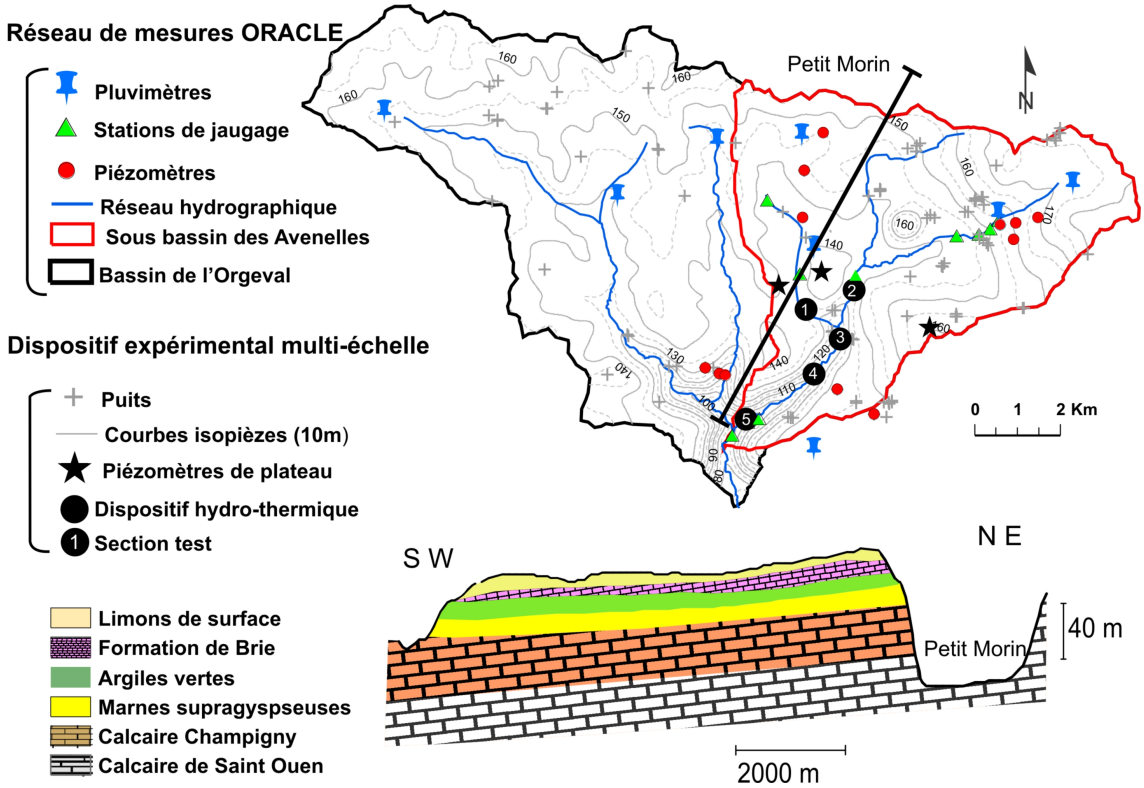

FIGURE 1 – *Dispositif expérimental multi-échelle imbriqué dans le réseau de mesure ORACLE du bassin de l'Orgeval (extrait de Mouhri et al. (2013a)).*

de prospection et de reconnaissance de terrain (Mouhri et al., 2012a, 2013b). 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 (Figure 1), représentatives des différents types de contact entre la rivière et le substrat géologique, pour l'implantation des stations du dispositif expérimental. Les stations de mesure (MOLONARI - MOnitoring LOcal des échanges NAppe-RIvière), 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 (Mouhri et al., 2012a, 2013b). 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 objectifs :

- de caractériser la variabilité spatio temporelle des échanges nappe rivière,
- de fournir un jeu de données spatialement et temporellement dense pour mieux contraindre

les conditions limites 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 une synthèse de travaux déjà publiés (Mouhri et al., 2013a,c) et les résultats de la quantification de flux échangés via l'interface nappe-rivière. Tout d'abord, nous caractériserons la variabilité spatio-temporelle des échanges nappe-rivière selon les différents types de configuration de la connectivité locale du réseau hydrographique avec l'unité aquifère ou aquitard sous-jacente. Par la suite, les échanges nappe-rivière à proprement parler sont aussi étudiés grâce à l'acquisition de mesures hydro-géophysiques et à la modélisation hydro-thermique.

2 Le bassin des Avenelles

2.1 Contexte hydrogéologique

Avec une superficie de 46 km^2, le bassin expérimental des Avenelles, qui est un sous bassin 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 (Figure 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 (Mégnien, 1970). L'Eocène supérieur est représenté par la nappe du calcaire de Champigny. Celle-ci constitue un aquifère de perméabilité de fissures, recouvert sur les plateaux par le manteau des argiles vertes. 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 and Morisseau, 1983).

2.2 Connectivité nappe-rivière

Le contact ou la connectivité entre le cours d'eau et les substrats géologiques est illustré sous forme de coupes géologiques 2D (Figure 2). Celles-ci sont issues d'une synthèse de l'ensemble des données

de seize carottages (trois de 12 à 18 m au niveau du plateau, et treize de 3 à 4 m en bordure de rivière), et des interprétations des prospections géophysiques (Mouhri et al., 2012a), réalisés dans le cadre du programme PIREN-Seine. Ainsi un profil principal Nord-Sud (N-S) est réalisé en suivant la topographie du lit de la rivière des Avenelles (Figure 2). Le long de ce profil, la structure du bassin correspond à une superposition de couches, pour lesquelles les épaisseurs et pendages (4/1000) sont estimés à partir de données fournies par le BRGM. Les profils transversaux Ouest-Est (O-E) ont été réalisés à partir des interprétations des données issues des carottes et des prospections géophysiques. Ils correspondent aux sections 1,2,3,4,5 de la Figure 2. La Figure illustre très bien l'incision de la vallée des Avenelles par le réseau hydrographique :

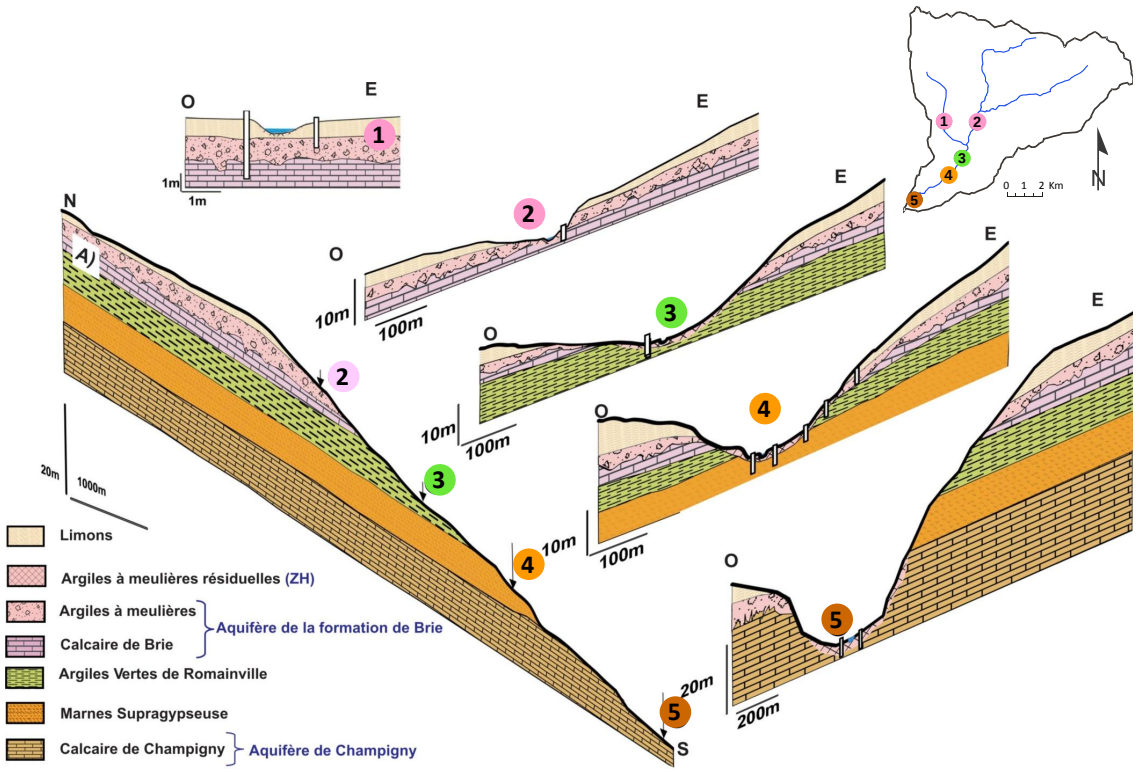

FIGURE 2 – *Synthèse géologique, réalisée à partir des données de carottage et des prospections géophysiques, de la caractérisation du contact entre le cours d'eau et les différentes unités géologiques le long du corridor alluvial de la vallée des Avenelles. A) : Coupe idéalisée Nord-Sud suivant le cours d'eau des Avenelles ; Coupe Ouest-Est n°1 représentative de la connexion cours d'eau-aquifère sur la zone amont recouverte de limons des plateaux ; les coupes Ouest-Est n°2,3,4,5 représentent l'évolution amont-aval de la connectivité nappe-rivière, au niveau des stations MOLONARI, le long de l'incision de la vallée des Avenelles (Mouhri et al., 2013c)*

1. les sections amont 1 et 2, qui drainent respectivement 10 et 24 km^2, sont en connexion avec la

formation de Brie. À ces points, la ZH est composée de résidus de petits blocs de meulière, issus de d'altération des calcaires de Brie, englobés dans une matrice argileuse ;

2. la section 3, drainant 38 km^2, est en connexion avec les argiles vertes via une ZH latérale typique d'une rivière coulant sur un substrat imperméable (Malard et al., 2002). La ZH se développe dans un remplissage constitué de colluvions formées à partir des résidus de la formation des argiles à meulières. La continuité hydraulique entre la nappe de Brie et la rivière est probablement assurée par ruissellement de sub-surface sur le toit des argiles vertes ;
3. la section 4, drainant 40 km^2, est en contact avec les marnes supragypseuses. La ZH se développe également latéralement et sous le ru au niveau des colluvions d'argiles à meulières résiduelles. Des piézomètres ont été ajoutés à la station MOLONARI, et installés le long du continuum plateau-fond de vallée afin de préciser le fonctionnement de ce dernier et s'il existe une continuité hydraulique entre la nappe de Brie de plateau et la rivière et/ou s'il existe une drainance de la formation de Brie par les marnes sypragypsueuses et le Champigny ;
4. la section 5 à l'exutoire du bassin des Avenelles (46 km^2) est certainement en contact avec l'aquifère inférieur du Champigny, Cette section, installée récemment, constitue le dernier point du dispositif de mesure.

3 Méthodologie

Sur le plan expérimental, le corridor de la vallée des Avenelles a été sélectionné pour l'implantation du 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 (Figure 2).

3.1 Les stations de MOnitoring LOcale des échanges NAppe RIvière (MOLONARI)

Les MOLONARI sont construites autour d'un système de mesure de variables géophysiques (température et pression), auquel est 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. Ces mesures en milieu semi-contrôlé sont utilisées pour contraindre les modèles hydro-thermiques.

Chaque MOLONARI comprend (Figure 3) :

– 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

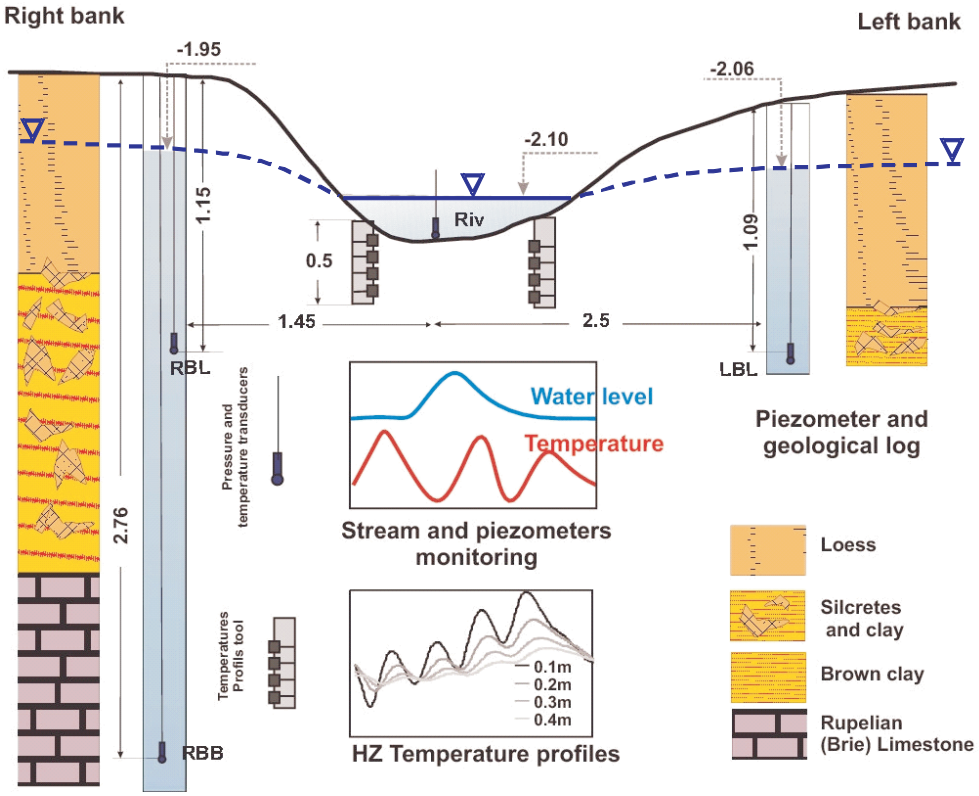

FIGURE 3 – *Station de MOnitoring LOcale des échnages NApe-RIvière (MOLONARI) . D'après Mouhri et al. (2013a).*

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 permettent 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.
- 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°C. En 2013, un essai de mesure de la pression à l'aide du dispositif de Greswell et al. (2009) a été réalisé avec succès (Cf. annexe 7.3).

Par ailleurs, des mesures de débit au courantomètre ont permis la construction de courbes de tarage pour chacune des stations.

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. À cet effet, un modèle hydro-thermique 2D vertical a été développé au droit de chaque station MOLONARI afin d'inverser les données acquises sur le terrain (Cf. section 3.2).

3.2 Modélisation hydro-thermique des échanges nappe-rivière

La température est un traceur naturel des écoulements largement utilisé ces dix dernières années pour suivre les mouvements de flux d'eau entre la nappe et la rivière. Si la mesure de ce paramètre est assez robuste et facile à mettre en oeuvre, son interprétation et son inversion en flux d'eau nécessitent des modélisations hydro-thermique couplées assez lourdes. À cet effet, deux types de modèles mécanistes ont été mis en oeuvre :

1. Un modèle vertical 1D, basé sur VS2DH (Variably Saturated 2-Dimensional Heat Transport), via l'interface 1D TempPro, est utilisé pour simuler et reproduire les profils de température mesurés dans la ZH en milieu saturé (Constantz, 2008; Mutiti and Levy, 2010; Rühaak et al., 2008; Constantz et al., 2002; Lewandowski et al., 2011; Ebrahim et al., 2013; Schornberg et al., 2010; Constantz et al., 2013; Anibas et al., 2009; Anderson et al., 2011). Ce modèle est utilisé dans notre cas, dans sa version 1D, pour calibrer les propriétés hydrodynamiques et thermiques des sédiments de la ZH.
2. Un modèle 2D, METIS simulant en 2D les écoulements verticaux et le transfert de chaleur en milieu poreux (Goblet, 2010), est utilisé pour estimer les flux d'eau échangés via une section de rivière.

Les équations sont, pour les deux modèles, 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 :

$$h = \frac{p}{\rho_0 g} + z, \tag{1}$$

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

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

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

Où μ est la viscosité dynamique [$ML^{-1}T^{-1}$], k la perméabilité intrinsèque [L^2], t le temps [T], S_s coefficient d'emmagasinement [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 [$MLT^{-3}\Theta^{-1}$], γ la capacité calorifique du milieu [$L^2T^{-2}\Theta^{-1}$], γ_w la capacité calorifique de l'eau [$L^2T^{-2}\Theta^{-1}$], T la température [Θ], et U la vitesse de Darcy [LT^{-1}].

La validation des modèles est réalisée par comparaison des chroniques de température observées et celles simulées au niveau de la ZH. Pour estimer la qualité des simulations nous avons utilisé les critères suivant :

1. Le biais ou l'erreur moyenne (BIAIS) exprimé en pourcentage. il permet de quantifier l'écart entre les chroniques observées et celles simulées. la valeur optimale de ce critère est donc de 0. Les valeurs négatives indiquent une sous estimation alors que les valeurs positives indiquent globalement une surestimation de la variable simulée
2. Le coefficient de corrélation qui nous renseigne sur le phasage et sur les co-fluctuations des amplitudes de séries observées et simulées. Le calage et d'autant plus satisfaisant que ce critère est proche de 1.
3. la RMSE (racine carrée de la moyenne de l'erreur quadratique) est un indicateur classique de quantification des erreurs de simulation, comparées à des observations.

4 Résultats

4.1 Caractérisation des échanges nappe-rivière

4.1.1 Le suivi du gradient hydraulique entre la nappe et la rivière

Les conditions hydrologiques de la période d'étude (Figure 4-a) sont assez contrastées, caractérisées par une année civile 2012 (750 mm) plus pluvieuse que l'année 2013 (672 mm). Dans ces conditions, 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, montre une variabilité spatio-temporelle des échanges entre le cours d'eau et la nappe de surface (Figure 4) :

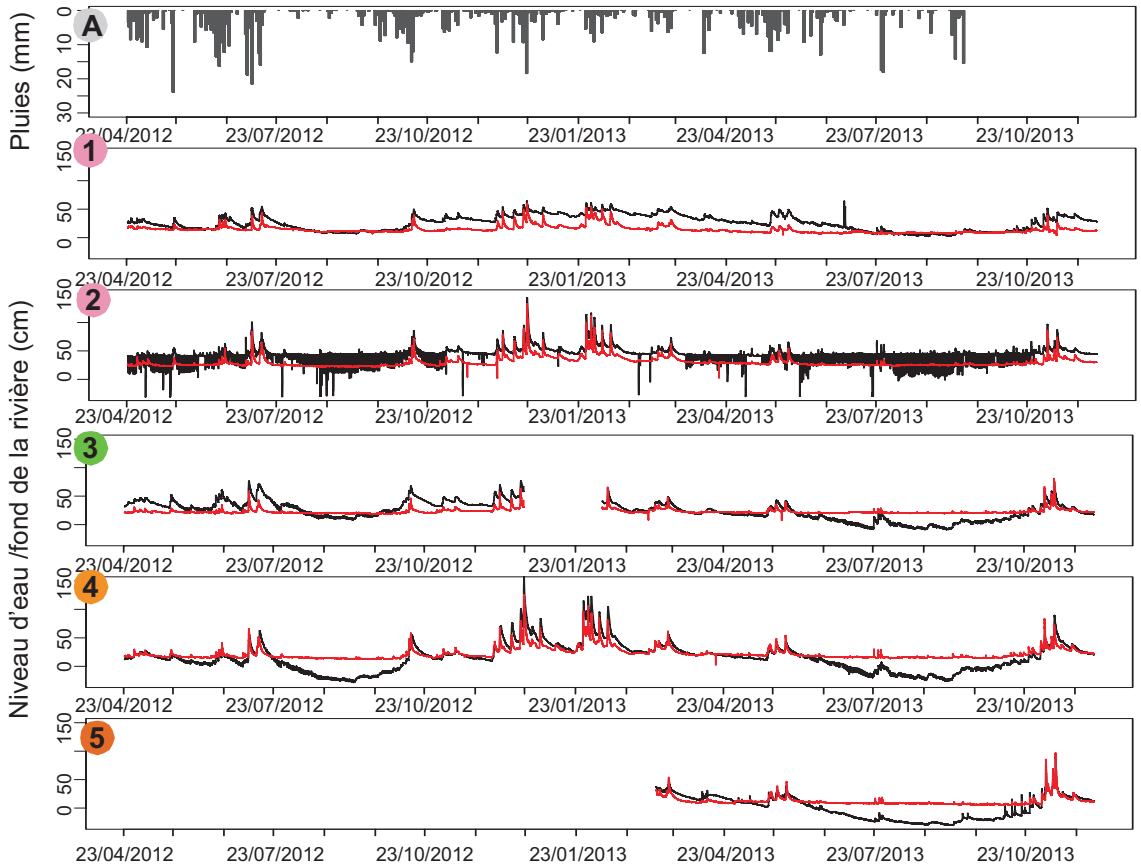

FIGURE 4 – *Variabilité spatio-temporelle du niveau d'eau entre la rivière et la nappe (piézométrie en noire et bleu, rivière en rouge) : la rivière est en contact avec la nappe de Brie en 1 et 2, avec les argiles vertes en 3, avec les marnes supragypseuses en 4, et avec l'aquifère du Champigny en 5. a : précipitations.*

– De manière remarquable, la rivière draine systématiquement la nappe de Brie au niveau des sections amont 1 et 2, et ce même en période de crue. Au niveau de la station 1, les niveaux d'eau tendent à s'équilibrer en période d'étiage, traduisant une stagnation des échanges. Au niveau de la section 1 (Figure 4-1), de fortes amplitudes de variation sont observées au niveau des piézomètres notamment au niveau de la rive droite. Cela traduit un mélange complexe des eaux issues du calcaire de Brie et des limons de surface. Au niveau de la section 2, des inversions du gradient hydraulique sont observées lors des phases de pompage du puits. Dans ce cas, les mesures thermiques illustrent l'effet de l'anthropisation sur le fonctionnement du système

(Figure 4-2).

- 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. Ce fonctionnement saisonnier est fortement accentué par le cycle hydrologique et notamment par le remplissage de la nappe. En effet, la rivière est globalement drainante en année humide (2012) et infiltrante en année sèche (2013).
- Au niveau des points 4 et 5, 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. Au vu des chroniques, il apparait très clairement que le réseau hydrographique perd de l'eau dans ce secteur.

Cette première caractérisation des échanges nappe-rivière, réalisée grâce à la mesure directe des niveaux d'eau de la rivière et de la nappe, montre clairement l'existence d'un gradient amont aval le long de la transition entre formations géologiques. La rivière draine la nappe de Brie en amont et s'infiltre pour alimenter l'aquifère de Champigny en aval du bassin. La variabilité spatiale des échanges est contrôlée par le type de contact entre le cours d'eau et le substrat géologique, tandis que la variabilité temporelle est soumise aux forçages météorologiques.

4.2 Quantification des échanges nappe-rivière

Le transfert thermique à travers les sédiments de la ZH s'effectue par les processus d'advection (par transport de matière, ici par flux d'eau) et de conduction thermique. L'utilisation de la température comme traceur pour suivre les mouvements de l'eau à travers cette interface (Constantz, 2008; Krause et al., 2011; Kalbus et al., 2007; Schornberg et al., 2010) est simple à mettre oeuvre pour un suivi en continu mais elle nécessite des outils d'inversion de cette mesure indirecte en flux d'eau. À cet effet, la quantification des échanges nappe-rivière est réalisée par la modélisation hydro-thermique couplée (Figure 5). Une démarche de calibration en deux étapes est adoptée : une première calibration en 1D est réalisée dans la ZH, et une deuxième calibration en 2D est réalisée à l'échelle de chaque section du domaine délimité par l'ensemble des stations MOLONARI (Figure 2).

4.2.1 Le modèle hydro-thermique 1D : VS2DH

Un modèle vertical 1D couplant le transfert de chaleur et les flux d'eau est utilisé pour simuler et reproduire les profils de température mesurés dans la ZH en milieu saturé. Ce modèle est utilisé

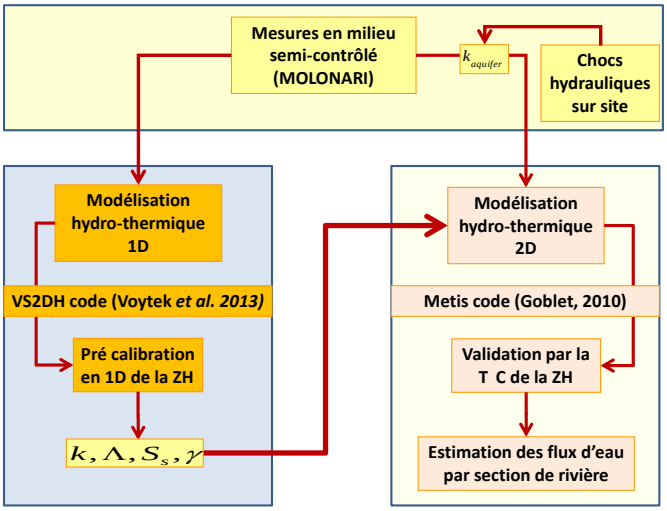

FIGURE 5 – *Étapes de paramétrisation et de calibration des modèles hydro-thermique 1D et 2D*

dans notre cas pour calibrer les propriétés hydrodynamiques et thermiques (difficilement mesurables dans les conditions in situ) des sédiments de la ZH. Au niveau de chaque section, le domaine de la ZH est simulé en colonne-1D discrétisée verticalement par une grille de 2 cm. La profondeur totale simulée dépend de la position du capteur de température le plus profond (profondeur Zp) qui est de 40 ou 55 cm selon la section considérée. Les simulations ont été réalisées en régime transitoire à la fois pour le transfert thermique et pour les écoulements. La perméabilité k des matériaux du domaine modélisé est supposée constante sur toute la profondeur en raison de l'homogénéité des sédiments de la ZH. Les conditions limites utilisées pour le transfert thermique et pour les écoulements sont issues des mesures en milieu semi contrôlé des dispositifs MOLONARI. La différence de charge hydraulique mesurée entre les sédiments de la ZH et la colonne d'eau de la rivière constitue les conditions limites du domaine simulé. Les températures appliquées aux limites supérieures du domaine simulé correspondent aux températures mesurées dans la colonne d'eau (profondeur Z0), et celles des limites inférieures correspondent aux mesures les plus profondes enregistrées dans la ZH (profondeur Zp).

Les estimations de la conductivité hydraulique du sédiment de la ZH ont été introduites dans le modèle jusqu'à ce que les simulations du modèle fournissent un " meilleur ajustement " des températures observées entre le capteur de la profondeur Z0 et celui de la profondeur Zp (Figure 6). Les RMSE globales sont utiliséss pour évaluer ces ajustements. Les propriétés hydrodynamiques et thermiques des sédiments de la ZH et les RMSE globales, obtenues après calibration des 5 points, sont rapportés

TABLEAU 1 – *Paramétrisation des modèles 1D pour l'estimation des perméabilités de la ZH et les RMSE totales des simulations*

Paramètres	**Point1**	**Point2**	**Point3**	**Point4**	**Point5**
Perméabilité	$2\ 10^{-6}$	$2\ 10^{-6}$	$5\ 10^{-7}$	$2\ 10^{-6}$	$2.2\ 10^{-6}$
Porosité	0.25	0.2	0.25	0.15	0.2
Conductivité thermique	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
Capacitié calorifique du milieu	$1.5\ 10^{+5}$	$1.5\ 10^{+5}$	$11.5\ 10^{+5}$	$1.5\ 10^{+5}$	$1.5\ 10^{+5}$
Profodeur ZH	0.45	0.40	0.45	0.55	0.40
RMSE_tot	**0.2**	**0.08**	**0.1**	**0.2**	**0.08**

dans le Tableau 1.

Les résultats de la calibration (Figure 6 et Tableau 1) sont très satisfaisants pour les 5 sections simulées (les RMSE varient de 0.08 à 0.2°C). Dans l'ensemble les propriétés hydrodynamiques de la ZH, obtenues par inversion des températures mesurées, sont homogènes dans le réseau hydrographique amont ($2\ 10^{-6}$ m.s^{-1}) et un peu plus faible dans la partie intermédiaire de la vallée, où le cours d'eau

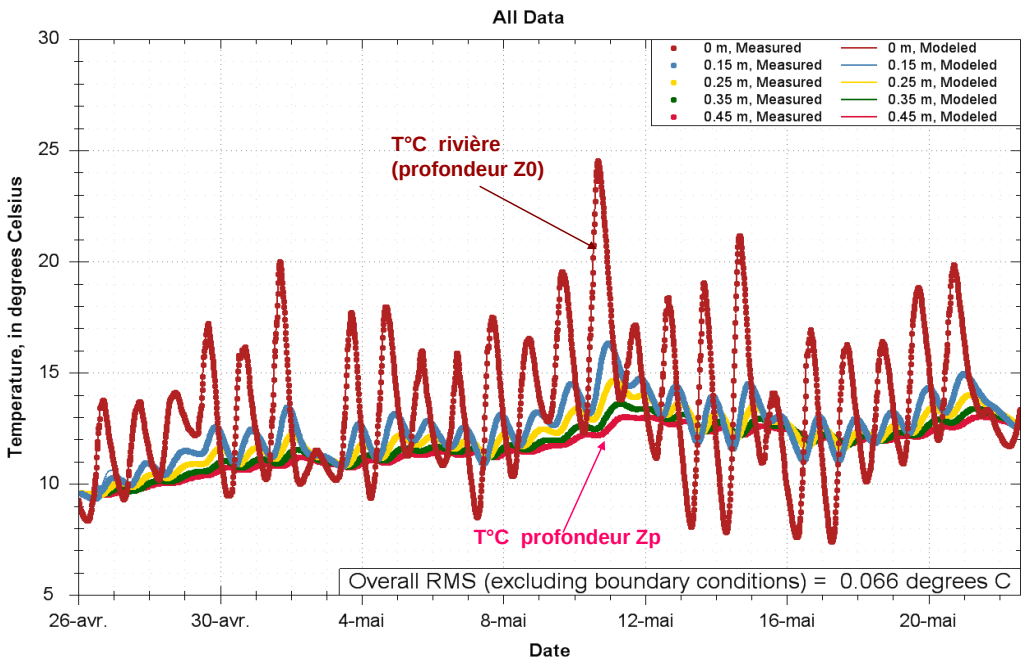

FIGURE 6 – *Exemple de calibration de la température de la ZH par le modèle 1D VS2DH*

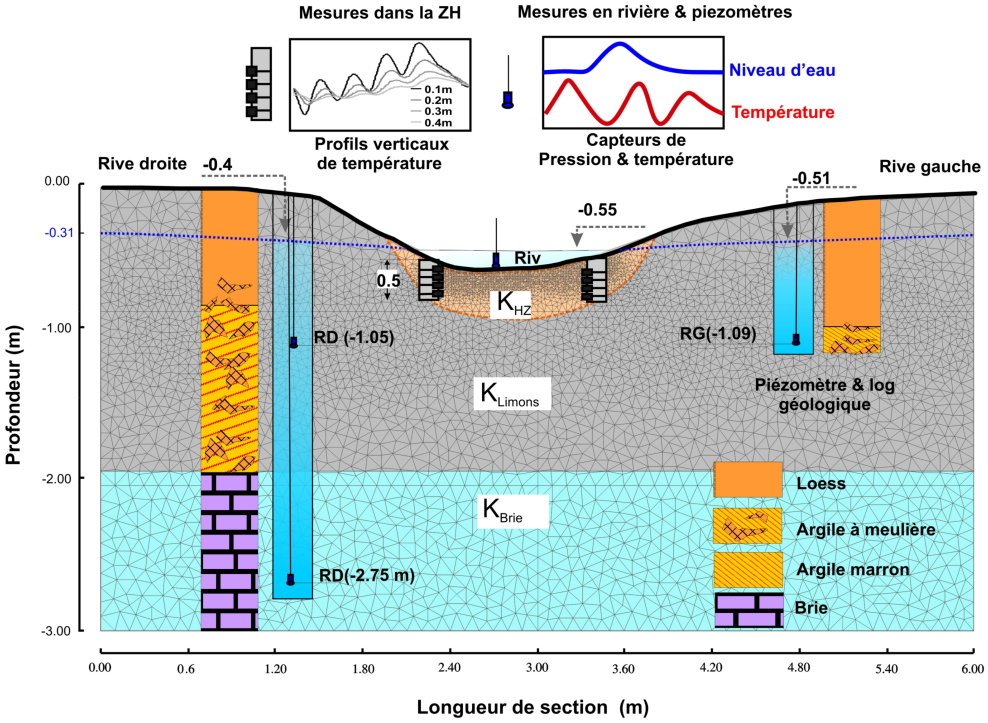

FIGURE 7 – *Exemple de maillage du modèle hydro-thermique 2D vertical à 3 couches. Station MOLONARI 1.*

coule sur un substrat peu perméable (5 10^{-7} m.s^{-1} pour le points 3 et 2 10^{-7} m.s^{-1} pour le point 4). Dans la partie aval, où la ZH est constituée de colluvions plus grossières, la perméabilité obtenue est un peu plus élevée (2.2 10^{-6} m.s^{-1}) que pour les points 2 et 3.

4.2.2 Le modèle hydro-thermique 2D : METIS

Le modèle METIS a été utilisé dans sa configuration 2D pour simuler les écoulements verticaux et le transfert de chaleur en milieu poreux (Goblet, 2010). Un modèle a été construit verticalement pour chaque section MOLONARI (Figure 7). La géométrie et le nombre de couches utilisées pour les sections modélisées sont fidèles aux nivellements de la topographie et à la stratigraphie observées sur le terrain. En plus des couches géologiques observées (limons, argiles à meulière, calcaire de Brie, argiles vertes, marnes et calcaire de Champigny), la couche de la ZH est explicitement présente dans toutes les section modélisées. Des modèles à 4 couches géologiques ont été construits au niveau des section 1, 2, 4, et 5 et un modèle à 3 couches est établie pour la section 3 (Tableau 2). La résolution du maillage des modèles varie de 10 à 20 cm à la basse des sections et de 1.25 à 5 cm au niveau de la ZH (Tableau 2).

Tableau 2 – *Géometrie et paramétrisation des modèles 2 D*

Paramètres	**Point1**	**Point2**	**Point3**	**Point4**	**Point5**
Aire	10.9	20	20.3	45.7	29.6
Éléments	10084	4738	5008	10295	4345
Noeuds	5144	2457	2603	5284	2286
Résolution (cm)	1.25 à 10	5 à 20	5 à 20	5 à 20	5 à 20
Profondeur	3	3.5	3	5	4
Largeur	4	7	9	13.2	11.1
Nombre de couches	4	4	3	4	4
Emmagasinement	0.04	0.005	0.12	0.0045	0.12
Conductivité Therm.	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
Capacité cal	$1.7\ 10^{+6}$	$1.5\ 10^{+6}$	$2\ 10^{+6}$	$1.5\ 10^{+5}$	$1.5\ 10^{+5}$
Perméabilité					
Limons	$1\ 10^{-6}$	$1\ 10^{-6}$	$1\ 10^{-6}$	$1\ 10^{-6}$	$1\ 10^{-6}$
Argiles à meulière	$1\ 10^{-6}$	$5\ 10^{-5}$	$5\ 10^{-6}$	$5\ 10^{-5}$	$5\ 10^{-6}$
Calcaire de Brie	$5\ 10^{-5}$	$2\ 10^{-5}$			
Argiles vertes					
Marnes				$2\ 10^{-7}$	$5\ 10^{-7}$
ZH	$5\ 10^{-5}$	$5\ 10^{-6}$	$5\ 10^{-7}$	$2\ 10^{-7}$	$2.2\ 10^{-6}$

Toutes les simulations ont été réalisées en régimes hydraulique et thermique transitoires afin de tenir compte des transferts de chaleur par diffusion et par advection. 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.

Une charge hydraulique correspondant aux niveau d'eau mesurés dans les piézomètres de bordure et dans la rivière est imposée respectivement au niveau des arrêtes (bords) latérales, et au niveau de l'arrête du lit (section mouillée) de la rivière du modèle. Le fond de chaque section est considéré (ou supposé) imperméable. Les valeurs de perméabilités utilisées pour la ZH sont obtenues par les modèle 1D de la ZH, alors que celles utilisées pour les autres couches géologiques sont issues des mesures par chocs hydrauliques (Cf. annexe 7.1 et Tableau 4). Les paramètres thermiques (conductivité thermique

et capacité calorifique) du milieu sont issus de la littérature.

4.2.3 Validation des modèles hydro-thermiques à l'échelle des sections de rivière

La validation des modèles 2D est réalisée par comparaison des chroniques de température simulées au niveau de la ZH à celles mesurées. Les performances du modèle sont évaluées par les critères statistiques habituels (la corrélation r^2, le biais et le RMSE, cf. Tableau 3).

Les résultats sont globalement très satisfaisants (Figure 8). En effet, les simulations reproduisent à

TABLEAU 3 – *Critères statistiques des simulations METIS en °C. rho : coefficient de corrélation.*

	moy obs	**moy sim**	**Std obs**	**Std sim**	**rho**	**biais**	**RMSE**
			points 1				
prof0.15	11.97	11.90	4.00	3.98	0.98	-0.07	0.76
prof0.25	12.26	12.14	3.67	3.63	0.99	-0.12	0.39
prof0.35	12.24	12.10	3.43	3.43	1.00	-0.14	0.32
prof0.45	11.94	11.74	3.28	3.21	1.00	-0.20	0.37
total	12.11	11.98	3.60	3.57		-0.13	0.49
			point 2				
prof0.10	12.40	12.37	2.06	1.99	0.99	-0.03	0.31
prof0.20	12.37	12.31	1.90	1.86	0.98	-0.05	0.36
prof0.30	12.24	12.27	1.81	1.81	0.97	0.04	0.41
prof0.40	12.27	12.24	1.74	1.79	0.97	-0.03	0.45
total	12.32	12.30	1.88	1.86		-0.02	0.39
			point 3				
prof0.10	10.40	10.23	3.71	3.83	0.99	-0.17	0.54
prof0.20	10.29	10.19	3.59	3.81	0.99	-0.10	0.50
prof0.30	10.40	10.13	3.45	3.79	0.99	-0.27	0.70
prof0.40	8.04	7.32	1.32	1.34	0.88	-0.72	0.97
total	10.14	9.91	3.44	3.65		-0.23	0.63
			point 4				
prof0.10	10.05	10.27	4.00	4.02	0.99	0.22	0.58
prof0.25	10.17	10.57	3.90	3.45	0.97	0.40	1.14
prof0.40	10.34	10.35	3.56	3.86	0.99	0.00	0.54
prof0.55	10.34	10.39	3.35	3.78	0.99	0.05	0.68
total	10.22	10.39	3.71	3.78		0.17	0.77
			point 5				
prof0.10	12.79	12.79	3.40	3.48	1.00	0.00	0.13
prof0.20	12.69	12.67	3.30	3.42	1.00	-0.03	0.17
prof0.30	12.65	12.55	3.22	3.39	1.00	-0.10	0.27
prof0.40	12.55	12.48	3.16	3.38	1.00	-0.07	0.29
total	12.67	12.62	3.27	3.42		-0.05	0.22

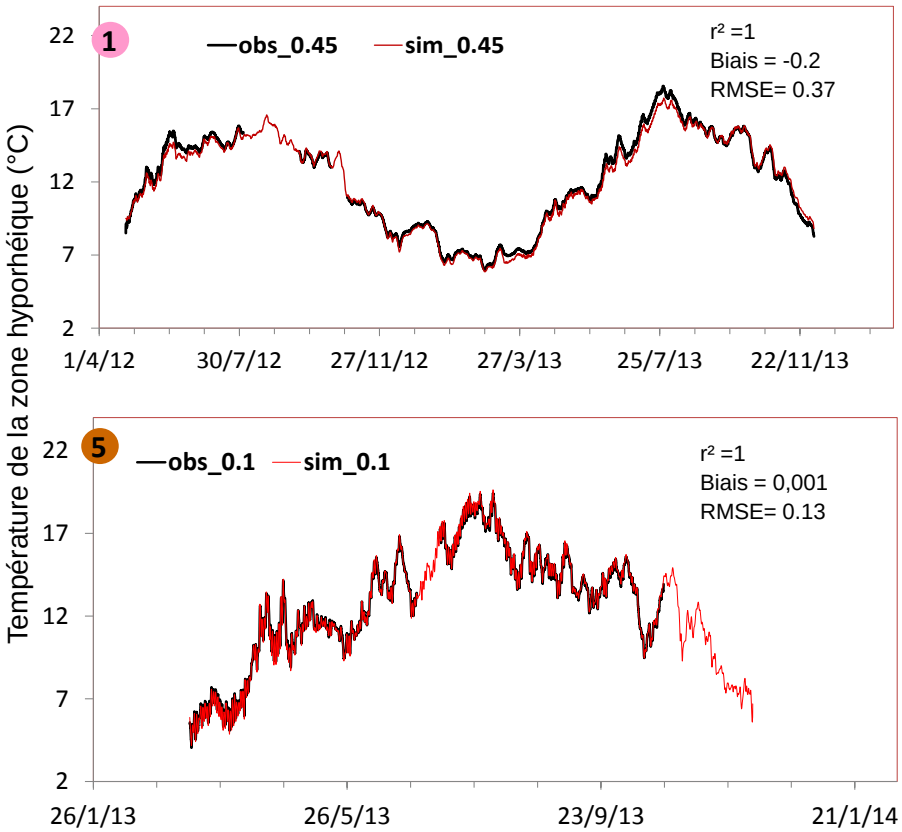

FIGURE 8 – *Validation du modèle 2D par la température de la ZH. Exemples pris aux stations MOLONARI 1 et 5.*

la fois les variations et les tendances saisonnières, ainsi que les fluctuations diurnes de la température des 4 profondeurs de la ZH. Les corrélations entre la température observée et celle de la simulation sont proches de 1. Les RMSE globales ne dépassent pas 0.8 °C, et elles varient entre 0.22 et 0.77 °C. Les biais sont également proches de 0 (-0.05 à -0.23 °C). Il est à noter que des critères statistiques moins staisfaisants sont observés au niveau des stations 3 et 4 . Cela peut être dû au type de contact entre le cours d'eau et le substrat (couches peu perméables) et la nature des sédiments de la ZH (probablement plus hétérogènes qu'en amont du bassin).

4.2.4 Estimations des flux échangés aux stations MOLONARI

Les estimations 2D de flux d'eau via une section de rivière sont présentées sur la Figure 9. Le sens des échanges simulés sont cohérents avec les gradients hydrauliques mesurés entre la rivière et les piézomètres de bordure (Figure 4). En effet, on observe la dominance des exfiltrations (nappe vers rivière) en amont et des infiltrations (rivière vers nappe) en aval du bassin. Les inversions du sens des

échanges sont également bien simulées, que ce soit en période de crues (sur les 2 sections amont), ou en période de transition saisonnière entre les bas niveaux et les hauts niveaux piézométriques. Au niveau des sections amont 1 et 2, le drainage de la nappe de Brie par la rivière représente, respectivement 95% et 98% des flux totaux échangés. Quelques périodes de ré-infiltration de la rivière vers la nappe sont observées sporadiquement, lors des fortes crues. À l'inverse, les infiltrations représentent plus des trois quarts des échanges dans la partie aval du bassin (avec 78% pour la section 4 et 76 % pour la section 5). La section intermédiaire 3 présente un bilan équilibré où les infiltrations (42%) sont presque équivalentes aux exfiltrations (58%). Ces résultats montrent clairement que l'aquifère du Champigny est alimenté par la rivière dans cette partie aval du bassin.

Les flux moyens simulés par section ont été normalisés par la largeur de la section afin de confronter l'intensité des échanges entre stations. Les exfiltrations moyennes diffèrent d'un ordre de grandeur entre l'amont (de l'ordre de $9.5.10^{-3}$ à $2.5.10^{-2}$ m.s^{-1}), et l'aval du réseau hydrographique (2.10^{-3} m.s^{-1}). De même, les infiltrations moyennes diffèrent d'un ordre de grandeur d'amont (de l'ordre de $4.3.10^{-4}$ à $4.9.10^{-4}$ m.s^{-1}) en aval (de -$7.2.10^{-3}$ à -$6.6.10^{-3}$ m.s^{-1}). Par contre la dynamique du gradient amont aval est inversée lorsque les exfiltrations et les infiltrations sont comparées. En effet l'exfiltration diminue d'amont en aval, alors que l'infiltration augmente.

4.2.5 Estimations des flux échangés à l'échelle des tronçons de rivière

En formulant l'hypothèse forte de l'homogénéité de la perméabilité de la ZH à l'échelle d'un tronçon présentant, d'amont en aval, le même type de connectivité nappe-rivière, nous avons tenté d'extrapoler les résultats obtenus à l'échelle d'une section MOLONARI à l'échelle de tronçons de rivière "homogènes". Cette hypothèse sera raffinée, en 2014, par des campagnes de mesure *in situ* de ce paramètre pour les 6 km de réseau hydrographique suivi par les infrastructures MOLONARI.

Pour les premières estimations réalisées dans ce rapport, la méthodologie consiste à intégrer les flux estimés au niveau de chaque section sur toute la longueur du tronçon (Figure 10). Les flux échangés obtenus ont été comparés aux débits observés au niveau de ces sections. Pour préciser le fonctionnement du système hydrologique, nous avons quantifié, sur cette base, les échanges nets (Q_{net}) et les échanges absolus (Q_{abs}) :

Les exfiltrations, les infiltrations et le ruissellement sont notés, respectivement E, I et R. Q et Q_{amont} représentent le débit mesuré, respectivement au droit de la section et en amont du tronçon considéré

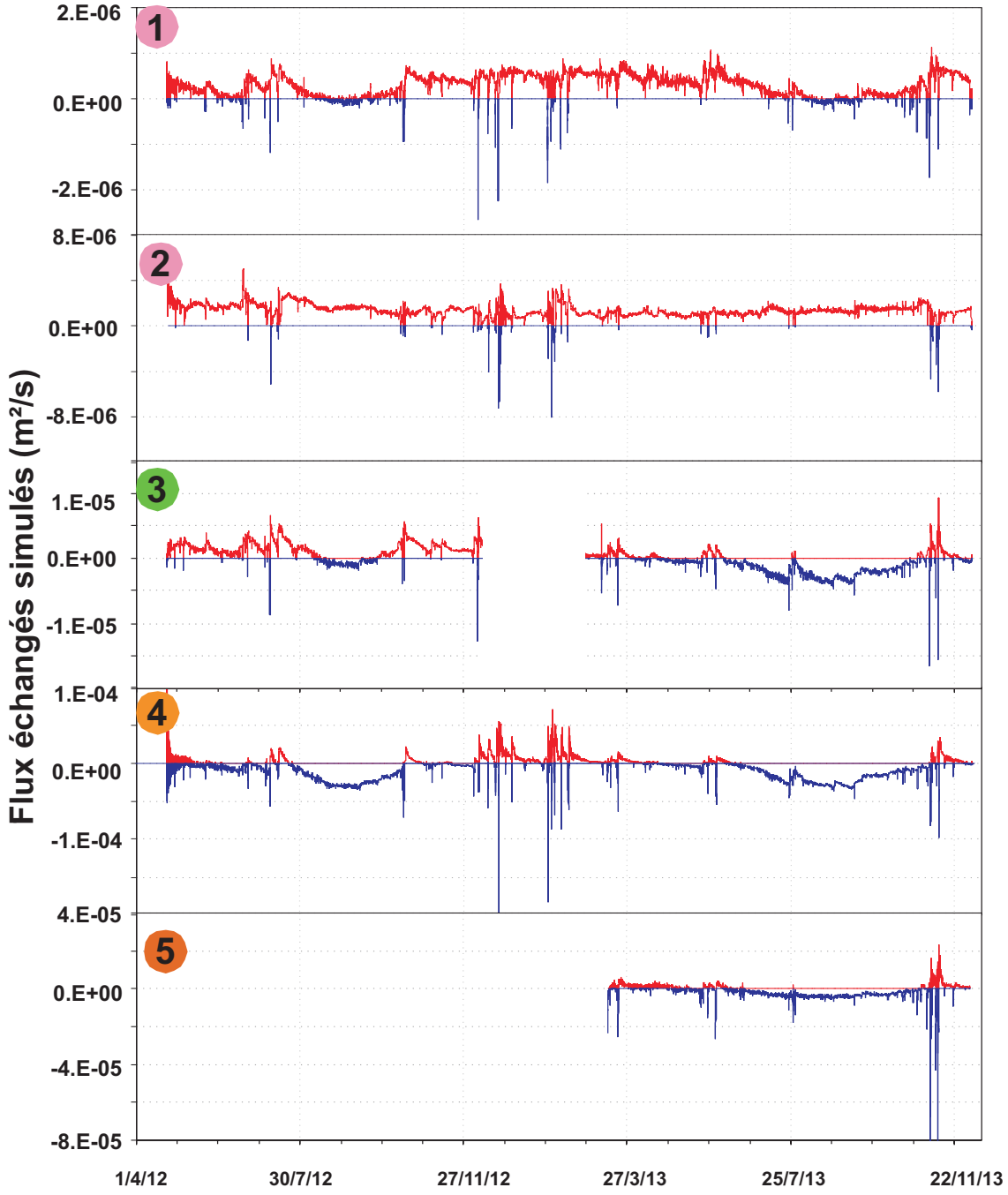

FIGURE 9 – *Résultats des simulations des flux échangés par section de rivière. Exfiltrations en rouge, Infiltration en bleu*

$$Q_{net} = \sum E + \sum I \tag{4}$$

$$Q_{abs} = \sum |E| + \sum |I| \tag{5}$$

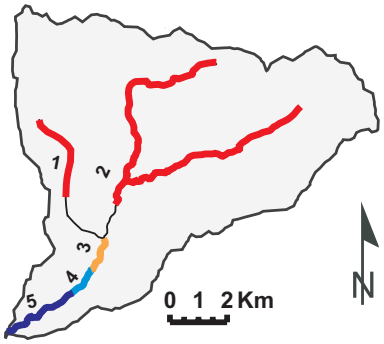

FIGURE 10 – *Carte des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin des Avenelles, obtenue par extrapolation des estimations des débits échangés à l'échelle des sections MOLONARI : l'exfiltration est dominante sur les tronçons rouge et l'infiltration sur les tronçons bleu*

Les échanges nets sont généralement utilisés pour établir des bilans hydriques alors que les échanges absolus intéressent le potentiel épuratoire de la ZH via des réactions biogéochimiques.

Pour établir le bilan à l'échelle des tronçons amont l'équation 6 est utilisée, et pour les tronçons intermédiaires et aval, l'équation 7 prend en compte le débit amont. Le bilan annuel est calculé en lame d'eau (mm) :

$$Q = \sum E + \sum I + R \tag{6}$$

$$Q = \sum E + \sum I + R + Q_{amont} \tag{7}$$

Dans les tronçons amont 1 et 2, en raison de la faible valeur des infiltrations, les flux net échangés (67,9 mm) sont quasiment équivalants aux flux absolus (70,5 mm). Le ruissellement (36,6 mm) représente près de 40 % du débit observé. Cette estimation est cohérente avec les résultats de traçage isotopique de l'origine des eaux du bassin de Mélarchez (Blavoux, 1978). En aval, la différence entre les échanges nets et les échanges absolus est plus remarquable. En effet, le débit absolu ($\approx$ 53 mm) est 2 fois plus élevé que le débit net ($\approx$ 28 mm) au niveau des tronçons 4 et 5. Quant au tronçon intermédiaire 3, il est caractérisé par un très faible flux net (3.4 mm) et un fort flux absolu (20,6 mm).

4.2.6 Bilan des échanges de flux à l'échelle du bassin des Avenelles

L'extrapolation des flux échangés à l'échelle du réseau hydrographique a permis d'établir un premier bilan des échanges nets entre la nappe et la rivière à l'échelle du bassin des Avenelles. En termes de bilan, la lame d'eau totale simulée (échanges absolus) de 286 mm/an, en tenant compte des pertes

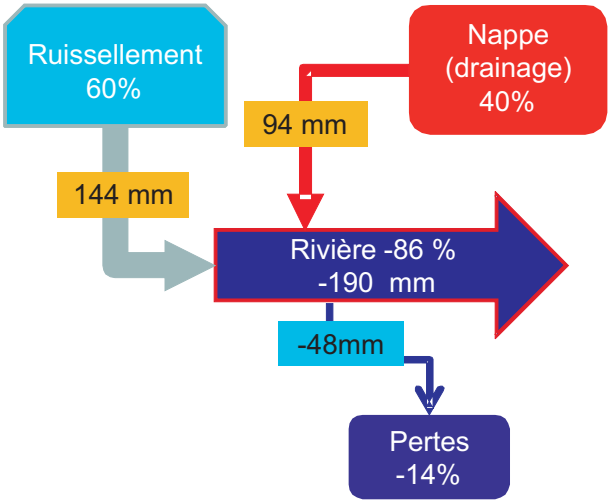

FIGURE 11 – *Bilan des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin des Avenelles, obtenue par extrapolation des estimations du modèle hydrothermique couplé (METIS)*

vers le Champigny, est supérieure à la lame d'eau observée de 191 mm à l'exutoire (Figure 11). Cette différence (déficit) s'explique par les importantes infiltrations de la rivière vers l'aquifère du Champigny (-48 mm/an soit -14%). Le débit à la sortie du bassin ne représente donc que -86% (190 mm/an) de la lame d'eau. Les exfiltrations représentent 94 mm/an soit 40% et le ruissellement représente 144 mm/an soit 60%.

5 Conclusion

Les enregistrements hydro-thermiques au droit des MOLONARI 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 des modèles 2D couplant le transfert de chaleur aux écoulements au droit de chaque section de rivière suivie.

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 hydrométéorologiques, 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 marnes et avec le Champigny, la rivière, globalement, alimente l'aquifère de Champigny.

Par ailleurs, le régime thermique des eaux de la ZH est affecté à la fois par les variations nycthémérales 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 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. La quantification de flux échangé à l'échelle du bassin des Avenelles constitue un résultat inédit qui permet d'une part de mettre en avant l'importance des infiltrations, dans la partie aval du bassin, pour la recharge de l'aquifère de Champigny, et d'autre part, de boucler le bilan hydrologique à l'échelle du bassin.

Le dispositif multi-échelle d'échantillonnage s'appuyant sur des piézomètres de plateau ainsi que sur les 5 stations MOLONARI (Mouhri et al., 2012a,b) 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 est co-financé par le projet NAPROM (NAPpe-Rivière : Observation et Modélisation) de l'ONEMA. Un grand merci à toutes les personnes qui ont contribué aux nombreuses campagnes de terrain et à la fabrication du dispositif thermique.

Références

Anderson, W. P., Storniolo, R. E., Rice, J. S., 2011. Bank thermal storage as a sink of temperature surges in urbanized streams. J. Hydrol. 409 (1-2), 525–537.

Anibas, C., Fleckenstein, J., Volze, N., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2009. Transient or steady-state ? using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange. Hydrological Processes 23, 2165–2177.

Blavoux, B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium : possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Ph.D. thesis, Univesité UPMC.

Bouwer, H., Rice, R., 1976. Slug test method for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. Water Resour. Res. 12, 423–428.

Butler, J., Garnett, E., Healey, J., 2003. Analysis of slug tests in formations of high hydraulic conductivity. Ground Water 41, 620–630.

Campinchi, J., Morisseau, M., 1983. Etude bibliographique en vue du renforcement de l'alimentation en eau potable (haute vallée du grand morin). Technical report , 83SNG 693 IDF 27 pages, BRGM.

Carter, R., Anderson, I., 1963. Accuracy of current meter measurements. Journal Hydraulics Division Proc ASCE 4(1), 105–115.

Cocher, E., 2013. Détermination des paramètres hydrodynamiques du bassin des avenelles par inversion de données piézométriques. Master's thesis, Ecole des Mines de Paris (centre de géoscieces).

Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resour. Res. 44, 1–20.

Constantz, J., Eddy-Miller, C., Wheeler, J., Essaid, H., 2013. Streambed exchanges along tributary streams in humid watersheds. Water Resour. Res. 49 (4), 2197–2204.

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.

Ebrahim, G., Hamonts, K., van Griensven, A., Jonoski, A., Dejonghe, W., Mynett, A., 2013. Effect of temporal resolution of water level and temperature inputson numerical simulation of groundwater-surface water flux exchange in a heavily modified urban river. Hydrological Processes 27 (11), 1634–1645.

Fleckenstein, J., Krause, S., Hannah, D., 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.

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.

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. J. Hydrol. 373 (3-4), 416–425.

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., 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.

Kikuchi, C., Ferré, T., Welker, J., 2012. Spatially telescoping measurements for improved characterization of ground water-surface water interactions. J. Hydrol. 446-447, 1–12.

Krause, S., Hannah, D. M., Fleckenstein, J. H., Heppell, C. M., Kaeser, D., Pickup, R., Pinay, G., Robertson, A. L., Wood, P. J., 2011. Inter-disciplinary perspectives on processes in the hyporheic zone. Ecohydrology 4 (4), 481–499.

Lewandowski, J., Angermann, L., Nützmann, G., Fleckenstein, J., 2011. A heat pulse technique for the determination of small-scale flow directions and flow velocities in the streambed of sand-bed streams. Hydrological Processes 25, 3244–3255.

Malard, F., Tockner, K., Dole-Olivier, M.-J., Ward, J. V., 2002. A landscape perspective of surface-subsurface hydrological exchanges in river corridors. Freshwater Biology 47, 621–640.

Mégnien, C., 1970. Atlas des nappes aquifères de la région parisienne. Editions BRGM.

Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., de Fouquet, C., Bodet, L., Goblet, P., Kurtulus, B., Ansart, P., Tallec, G., Durand, V., Jost, A., 2013a. Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin. J. Hydrol. 504, 194–206.

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., Goblet, P., Bodet, L., Tallec, G., Ansart, P., Jost, A., Durand, V., de Fouquet, C., 2013b. Investigations hydro-géophysiques et premières modélisations thermiques de la vallée des avenelles à l'interface cours d'eau-nappe. Tech. rep., PIREN Seine.

Mouhri, A., Flipo, N., Saleh, F., 2012b. État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière. Tech. rep., PIREN Seine.

Mouhri, A., Flipo, N., Vitale, Q., Bodet, L., Ansart, P., Tallec, G., Rejiba, F., 2013c. L'observation long terme en environnement, Exemple du bassin versant de l'Orgeval. Quae.

Mutiti, S., Levy, J., 2010. Using temperature modeling to investigate the temporal variability of riverbed hydraulic conductivity during storm events. J. Hydrol. 388 (3-4), 321–334.

Rühaak, W., Rath, V., Wolf, A., Clauser, C., 2008. 3d finite volume groundwater and heat transport modeling with non-orthogonal grids, using a coordinate transformation method. Advances in Water Resources 31 (3), 513–524.

Schornberg, C., Schmidt, C., Kalbus, E., Fleckenstein, J., 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.

7 Annexes

Dans cette section annexes, nous présentons des aspects méthodologiques sur les mesures in situ complémentaires au dispositif MOLONARI, telles que les chocs hydrauliques, l'élaboration des courbes de tarage au droit des stations MOLONARI et la validation d'un dispositif de mesure de pression différentielle dans la ZH.

7.1 Les slug test ou chocs hydrauliques

Une campagne de slug test ou essai d'injection-relaxation a été réalisée en mai 2013, afin d'obtenir les propriétés hydrodynamiques (k,T) du milieu au voisinage du piézomètre. L'essai consiste à introduire ou à prélever dans le piézomètre un volume d'eau connu de façon à suivre la remontée ou la baisse de niveau d'eau jusqu'au retour au niveau initial. On mesure ainsi la variation de charge au cours du temps. Les paramètres k et T sont obtenus grâce à l'analyse de la pente de la courbe de récession. Les méthodes d'interprétation de ces récessions sont celle de Bouwer and Rice (1976) et de Butler et al. (2003). Les paramètres estimés par ces méthodes ont été utilisée pour inverse les champs piézométrique des basses eaux 2009 (Cocher, 2013) et pour contraindre les modèles hydro-thermiques que nous avons utilisés pour quantifier les échanges nappe rivière à l'échelle des sections MOLONARI. Les résultats d'interprétation des ces essais hydrauliques au niveau de chaque piézomètre sont résumés dans le tableau 4.

7.2 Le jaugeage et courbes de tarage

Des jaugeages hydrauliques au courantomètre électromagnétique ont été réalisés, dans différentes conditions hydrologiques, sur la période d'avril 2012 à avril 2013 au droit des 5 sections. Ces jaugeages ont pour but de traduire la mesure des niveaux d'eau en continue en débit en utilisant les courbes de tarage. Ces courbes de tarages sont construites à partir des mesures de débits et des hauteurs d'eau (Figure 12-a). Pour chaque station limnimétrique, une équation de régression de puissance a été choisie afin de maximiser le r^2 de Pearson. L'incertitude ou l'erreur sur la mesure du débit peut atteindre les 15 % (Carter and Anderson, 1963). Les barres d'erreur sur la Figure 12-a représentent donc une erreur théorique maximale de 15 %. Une difficulté supplémentaire pour l'établissement de ces courbes de tarage réside du fait que les sections jaugées sont non calibrées et naturelles où le fond de la rivière peut donc évoluer au cours du temps. Ceci diminue les possibilités de non-linéarité et les corrélations de la relation H-Q.

Tableau 4 – *Résultats des slug test sur les piézomètres PIREN Seine de l'Orgeval ; d : diamètre, P : Profondeur, h_mo : section mouillée, P cr : section mouillée crépinée, L_cr : longueur totale de la crépine, K_slug : perméabilité estimée.*

Nom	d (mm)	P	h_mo	P cr	L_cr	K_slug	Géologie
PZPS1	80	17	12	9 à 17	8.00	3.4 10^{-4**}	F. Brie
PZPS2	80	3	2.5	0.65 à 2.85	1.20	2 10^{-6*}	F Brie
PZPS3	80	1.1	0.6	0 à 1.10	1.10		Limons
PZPS4	80	12.4	9	4.9 à 12.4	7.50	5.8 10^{-5*}	F. Brie
PZPS6	80	12	7	3.7 à 12	8.00	8.1 10^{-6*}	F. Brie
PZPS7	80	3	2	0.8 à 3	2.20	1.5 10^{-5*}	R. meulière
PZPS8	80	4	3	1.5 à 4	2.50	1 10^{-5*}	R. meulière+ marnes
PZPS9	51	3		0.5 à 3	2.50		F. Brie
PZPS10	80	3	1.5	0 à 1.80	1.80		A. Verte
PZPS11	51	3	1.5	0 à 3	3.00	2.1 10^{-4*}	marnes
PZPS12	51	2.4	1.6	0.4 à 2.4	2 00	2.1 10^{-6*}	R. meulière+ marnes
PZPS13	51	3	2	0.5 à 3	2.50	1.3 10^{-5*}	R. meulière+ marnes
PZPS31	51	3	2.5	0.5 à 3	2.50	3 10^{-6*}	F. Brie
PZPS34	51	3	2.5	0.5 à 3	2.50	1.5 10^{-6*}	F. Brie
PZ2	80	10	8.5	9.00	9.00	3.1 10^{-4**}	F. Brie
PZ3	80	10	8	9.00	9.00	2.3 10^{-6*}	F. Brie
Pz1	80	4	3	4.00	4.00	6.2 10^{-5*}	R. meulière+ marnes

* : selon la méthode de Bouwer and Rice (1976), ** : selon la méthode de Butler et al. (2003)

Le petit cours d'eau de la loge (la section 1) présente certaines difficultés pour cette mesure de débit notamment les faibles hauteurs d'eau (parfois inférieur à 10 cm) et la présence d'une végétation assez dense qui perturbe les écoulements durant le printemps et l'été. Par contre, de bonnes corrélations H-Q ont été obtenues au niveau des autres sections. Des ajustements de type puissance sont donc obtenus au niveau des sections 2,3 et 4 du ru des Avenelles. Au niveau de la station aval 5, la plus récente, les 2 mesures de débit ne permettent pas encore un ajustement de cette relation. D'autres points de mesure de débit sont en cours afin d'établir la courbe de tarage caractéristique à ce point. Les débits au niveau de cette station sont issus des mesures de la station limnimètrique des Avenelles de la BD Oracle. Il est a noté qu'aucune mesure n'a pu être faite pour des valeurs de débit supérieur à 0.5 m^3 s^{-1}. L'extrapolation des valeurs de débit (selon un ajustement donné des observations) sur des gammes de débit non jaugés engendre donc, en plus des incertitudes liées à la mesure, d'autres

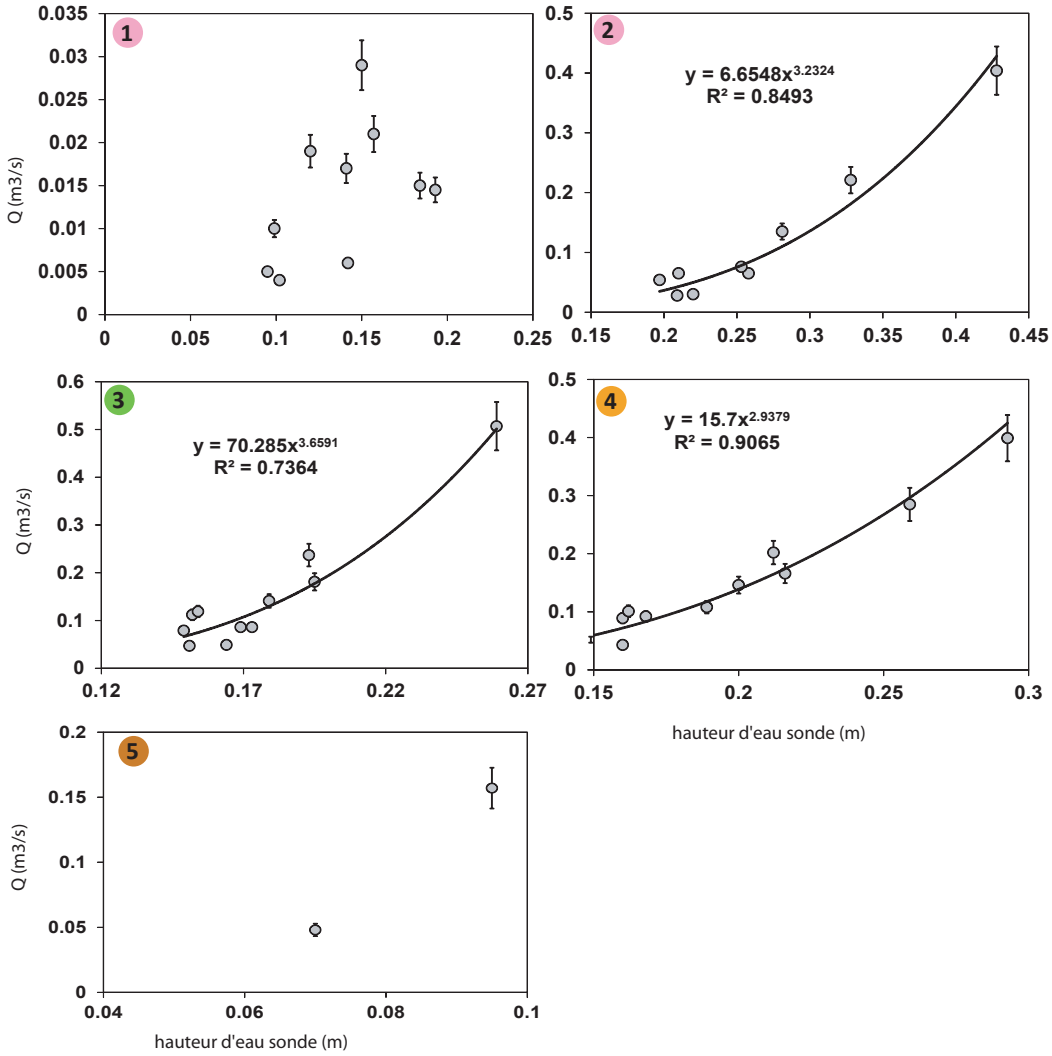

FIGURE 12 – *Couples de mesures simultanées de la hauteur et du débit des 5 sections jaugées, et ajustement d'une courbe de tarage passant au mieux par ces points*

incertitudes sur les débits de crue.

7.3 Mesure de pression différentielle au sein de la zone hyporhéique

En 2013, un prototype de mesure en continu de pression différentielle entre la rivière et la zone hyporhéique a été finalisé. L'objectif de la mesure en continu de la pression au sein de la ZH est de compléter le dispositif expérimental déjà existant sur les stations MOLONARI, ainsi que de pouvoir faire des premières estimations rapides 1D des propriétés hydrodynamiques de la ZH.

Les capteurs qui ont été utilisés reposent sur un principe de mesure de pression différentielle.

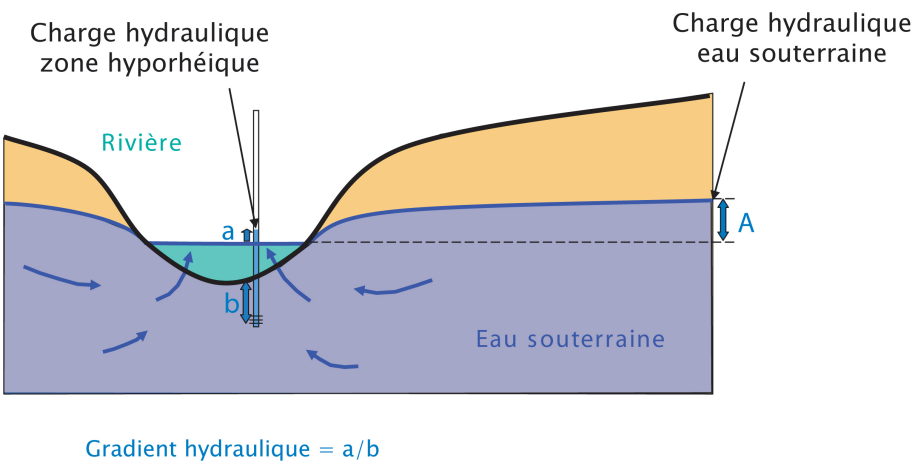

FIGURE 13 – *Schéma de la mesure de charge hydraulique et du gradient hydraulique entre la zone hyporhéique et la rivière*

D'un coté du capteur est connecté un tube qui plonge au sein des sédiments de rivière, crépiné sur une fenêtre de profondeur étroite pour une mesure de pression locale, et l'on s'arrange pour laisser le capteur au sein de la rivière pour obtenir une pression différentielle (notée « a » sur la Figure 13) entre la zone hyporhéique et la rivière. La description du capteur et du circuit électronique qui l'accompagne, pour amplifier la tension obtenue et connecter les batteries uniquement au moment de la mesure, est faite dans (Greswell et al., 2009). Une boite enregistreuse de la marque HOBO permet de donner le signal de la mesure à un pas de temps régulier et d'enregistrer une tension en sortie du circuit électronique, dépendant de la pression différentielle in situ. Une fois validé électroniquement, le circuit a été calibré en laboratoire (cf Figure 14) sous des conditions proches de celles du terrain, en appliquant des pressions de -30 à +30 cm de hauteur d'eau de chaque côté du capteur. La droite de calibration obtenue (Figure 3) présente un coefficient de régression très proche de 1, ce qui est rassurant quant à la qualité de la mesure. Par contre la pente de cette droite est assez faible au regard de la gamme de tension pouvant être enregistrée par le capteur : on mesure environ 0,25V d'écart entre la pression minimum et la pression maximum appliquées, alors que le capteur est prévu pour une gamme de variation de 5V. Notons que ce résultat est inférieur à celui qui avait été obtenu lors des calibrations qui avaient été effectuées à Birmingham sur des dispositifs équivalents, pour lesquels une gamme de variation de 0,6V avait été obtenue, encore largement en dessous de celle tolérée par le dispositif d'enregistrement. En considérant une erreur sur la mesure de tension de 1mV, l'erreur de pression différentielle est ainsi de 2,4 mm d'eau. Cette valeur permet tout de même a priori d'obtenir

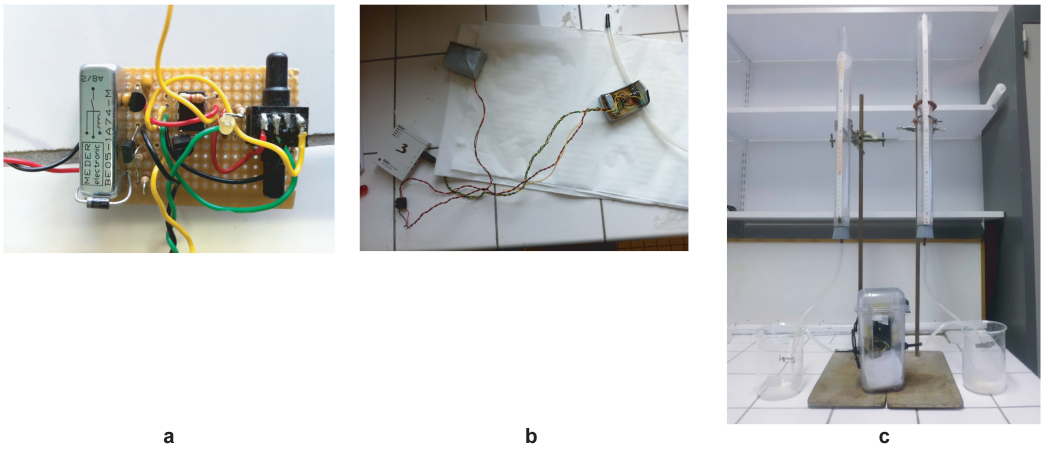

FIGURE 14 – *Photos du circuit électronique (a) avec le capteur de pression à droite, du circuit connecté aux batteries et à la boîte enregistreuse (b), et du dispositif en laboratoire pour calibrer la pression différentielle (c)*

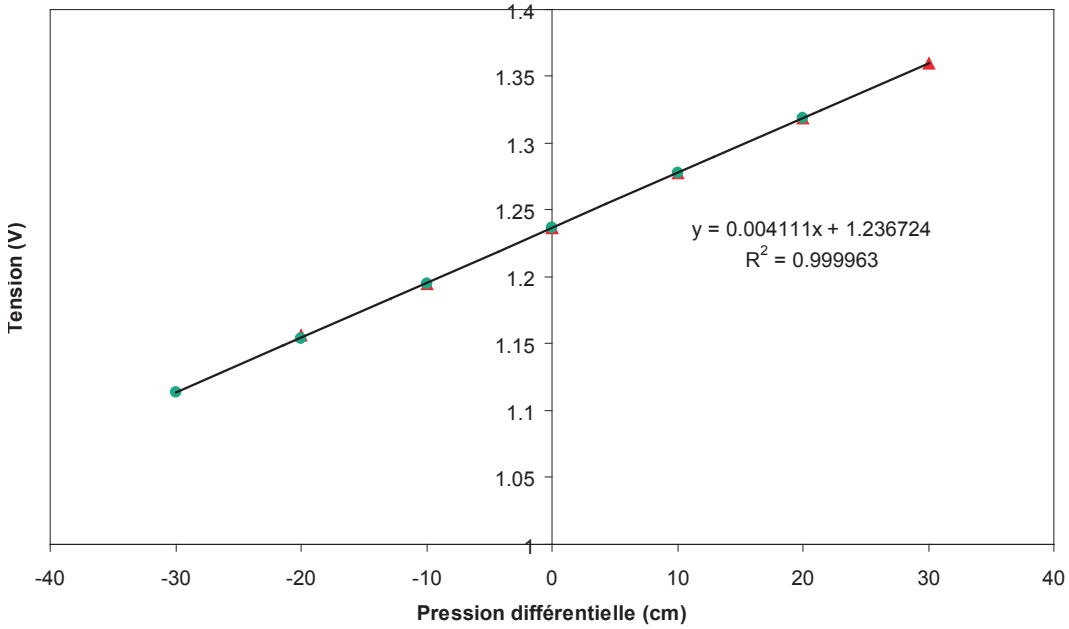

FIGURE 15 – *Droite de calibration de la tension en fonction de la pression différentielle*

un signal significatif sur le terrain, mais nous considérons que le circuit électronique mériterait d'être optimisé pour augmenter la résolution de la mesure.

Afin de vérifier que ce dispositif pouvait donner des valeurs de pression réalistes sur le terrain, il a été testé pendant cinq jours en janvier dernier sur le site de Bergeresse (une des stations MOLONARI

FIGURE 16 – *Photo du dispositif connecté à un tube piézométrique enfoncé à 40 cm sous le lit de la rivière*

du bassin de l'Orgeval, au niveau de la nappe de Brie). Un mini-piézomètre de 1 cm de diamètre a été enfoncé à 40 cm de profondeur sous le lit de rivière, et connecté à un des côtés du capteur de pression (Figure 16). L'enregistreur a été programmé pour effectuer une mesure toutes les 5mn, et le dispositif a été récupéré au bout de 5 jours.

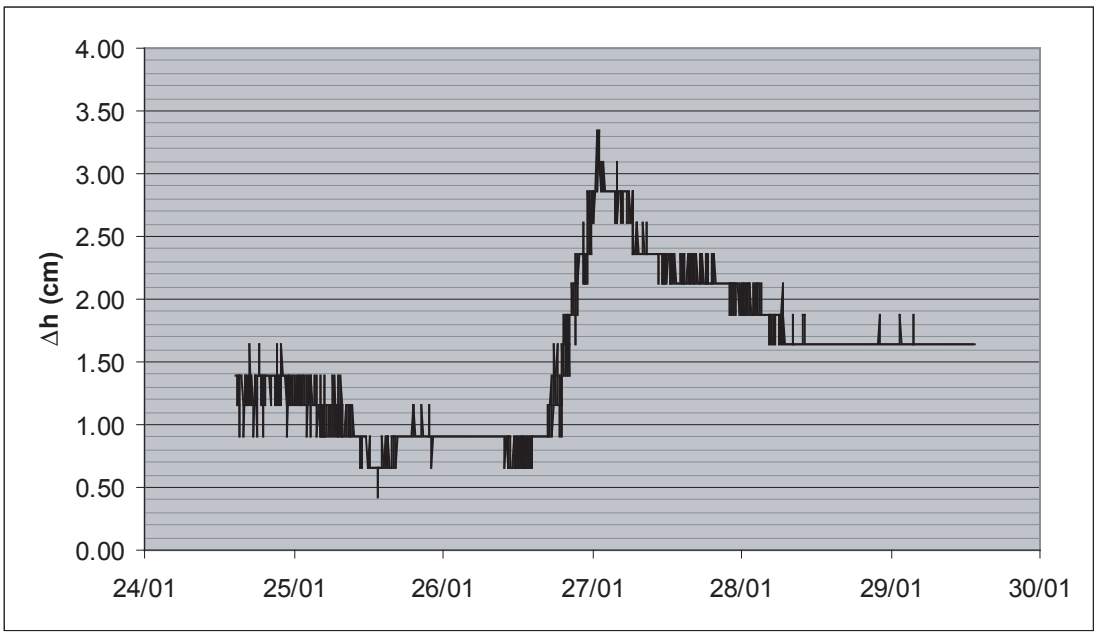

FIGURE 17 – *Évolution de la pression différentielle mesurée sur le terrain au pas de temps de 5mn pendant 5 jours*

Les résultats de pression différentielle au cours du temps sont présentés en Figure 17, en considérant une différence de pression positive quand la charge hydraulique de la ZH se trouve au-dessus du niveau de la rivière, ce qui est le cas le plus fréquent sur ce site.

On observe au cours de cette période des différences de charges allant de 0,78 ± 0,12 cm à 3,20 ± 0,12 cm. Pour des raisons de planning serré, ces résultats n'ont pas encore été mis en relation avec les mesures de la station MOLONARI au même moment, mais il sera intéressant pas la suite de comparer ces mesures de charges à celles de la rivière et de la nappe, ainsi qu'aux estimations de flux vertical effectuées à partir des mesures de température. Néanmoins, même sans ces mesures complémentaires, on peut déjà noter que le signal est significatif et suit une logique réaliste de terrain, avec une légère descente pendant les deux premiers jours, puis une montée assez brutale pendant quelques heures suivie d'une redescente plus atténuée selon une logique de montée de crue et de courbe de récession. D'autres dispositifs équivalents seront installés en 2014 au droit des autres stations MOLONARI, afin de valider les résultats des modélisations hydrodynamiques couplés, et d'apporter des informations indispensables lors des futures mesures avec la nouvelle sonde de température et les traçages au sel au sein de la ZH.