

Dynamique des échanges hydriques entre un réseau hydrographique, une plaine alluviale, et leur aquifère régional

Baptiste Labarthe¹, Nicolas Flipo^{1,*}

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

* Nicolas.Flipo@mines-paristech.fr

Résumé

La dynamique des échanges hydriques entre un réseau hydrographique, sa plaine alluviale d'accompagnement, et leur aquifère régional est étudiée en prenant comme exemple le modèle de la plaine alluviale de la Bassée développé par Labarthe (2016). En moyenne, $2.34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sont échangés entre la plaine alluviale et la rivière. Durant les périodes de crues (mars-mai 2001), les échanges augmentent et atteignent $3.84 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Durant les périodes sèches (août-octobre 2003), malgré une forte diminution de la recharge, les échanges nappe-rivière ($1.84 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) sont proches des échanges moyens. Ceci est dû à un fort soutien de la plaine alluviale par l'aquifère de la Craie. En effet en période sèche l'aquifère de la Craie alimente la plaine alluviale à hauteur de $1.80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alors qu'en moyenne l'alimentation par les aquifères sous-jacents est de l'ordre de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'étude de la répartition des échanges entre la rivière et la plaine alluviale, d'une part, et entre la plaine alluviale et la Craie d'autre part, semble souligner la mise en place de circulations spirales. Les eaux s'infiltrant de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie en bordure de plaine alluviale sont ensuite drainées par le corridor hyporhéique de la plaine alluviale. L'étude détaillée des échanges au sein de la plaine alluviale au cours d'une période de crue, permet de préciser la dynamique des échanges en période de hautes eaux. Les phases d'augmentation du niveau de la rivière induisent une modification des contraintes sur le système aquifère, qui permettent la mise en place de processus se déroulant sur des échelles spatio-temporelles différentes :

- des processus rapides d'infiltration et d'exfiltration dont les effets locaux sont circonscrits à la période de crue en temps que telle (montée des eaux, haut débit et récession),*
- des processus à plus large échelle affectant le contexte hydrogéologique régional, qui permettent un stockage de l'eau qui est redistribuée selon une dynamique plus lente au cours des périodes de basses eaux.*

1 Introduction

La Bassée est un secteur de plaine alluviale de la Seine positionné à l'amont de Paris, entre les confluences de l'Aube et de l'Yonne. Cette zone alluvionnaire, située entre Montereau et Romilly-sur-Seine, est longue de 60 km et large de 8 km. La plaine alluviale de la Bassée est positionnée à l'aval des grands bassins de rétention de la Seine et de l'Aube, construits dans les années 70 afin de prévenir la mise en place de phénomènes de crues exceptionnels.

Cette zone a été choisie sur le bassin parisien car elle regroupe plusieurs enjeux stratégiques, pour lesquels une quantification fine des échanges nappe-rivière peut s'avérer nécessaire. La Bassée, classée "Zone Naturelle d'Intérêt écologique, Faunistique et Floristique" depuis 1997, est une des dernières grandes zones humides de

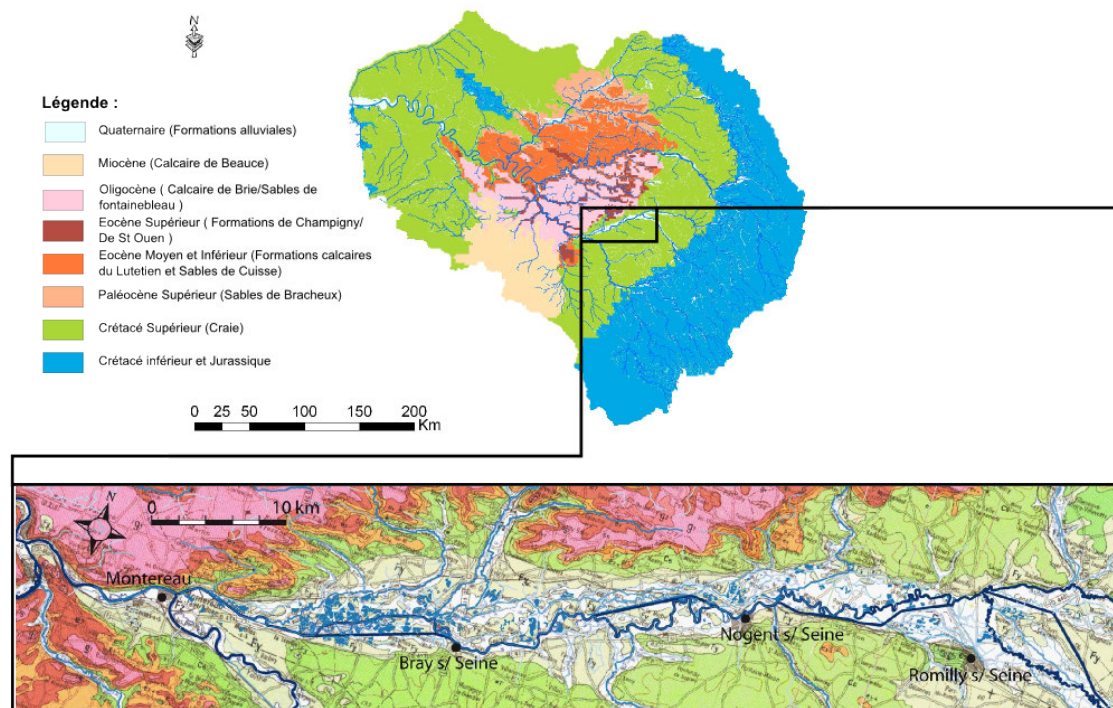


FIGURE 1 – Localisation de la plaine alluviale de la Bassée, carte géologique de la Bassée

la région Ile-de-France. Depuis 2002, une réserve naturelle située sur une zone de 850 hectares au centre de la zone de la Bassée, permet de recenser et de protéger les espèces faunistiques et floristiques endémiques de la région. De plus, le rôle de cette zone humide en termes de dénitrification des eaux souterraines et dans certains cas des eaux de surface, est avéré (Curie et al., 2003; Curie, 2006). En effet, l'établissement du bilan d'azote au niveau de la Bassée permet d'estimer son taux de dénitrification à 1.5 kTN/an (Fustec et al., 2001). Une étude des échanges nappe-rivière au sein de ces zones humides pourrait permettre de mieux comprendre leurs fonctionnements écologiques particuliers et notamment d'estimer plus finement les flux d'azote y transitant. D'autre part, la plaine alluviale de la Bassée présente un intérêt important en terme d'aménagements du territoire. Un projet de mise en grand gabarit de la Seine sur la zone de la Bassée, permettant à des péniches de tonnage supérieur à 2500 tonnes d'accéder au port de Nogent-sur-Seine, a été initié en 2015. Des études préalables sur la piézométrie et sur les échanges nappe-rivière peuvent s'avérer nécessaires afin de mieux estimer les effets de ces travaux sur le fonctionnement de la zone humide de la Bassée. De plus, un projet de casier pilote de rétention d'eau lors de crues de la Seine est en train de voir le jour. La phase de concertation publique a pris fin au cours de l'année 2014. Ce projet vise à un stockage temporaire d'une partie des eaux de la Seine lors de crues simultanées de l'Yonne et de la Seine. L'étude des échanges nappe-rivière de la zone en période de crue peut être nécessaire afin de mieux définir l'effet d'un prélèvement d'eau sur le système (Bendjoudi et al., 2002; Tajjar, 1993; Weng et al., 1998). La plaine alluviale de la Bassée contient également l'un des gisements les plus importants de granulats de la région Ile de France (Bonnet et al., 2012), dont l'exploitation a conduit à la mise en eau de plus de 10% de la surface de la plaine alluviale en aval de Nogent-sur-Seine (Greiner, 1997).

Etant donnée l'importance de ce secteur d'un point de vue économique, environnemental et pour la protection des crues, il a été l'objet de nombreuses études menées dans le cadre du PIREN Seine (Tajjar, 1993; Greiner, 1997; Schanen, 1998; Weng et al., 1998, 1999; Gaillard, 1999; Fustec et al., 2001; Bendjoudi et al., 2002; Curie et al., 2003).

La plupart de ces études se sont intéressées aux interfaces nappe-rivière et elles ont permis une meilleure com-

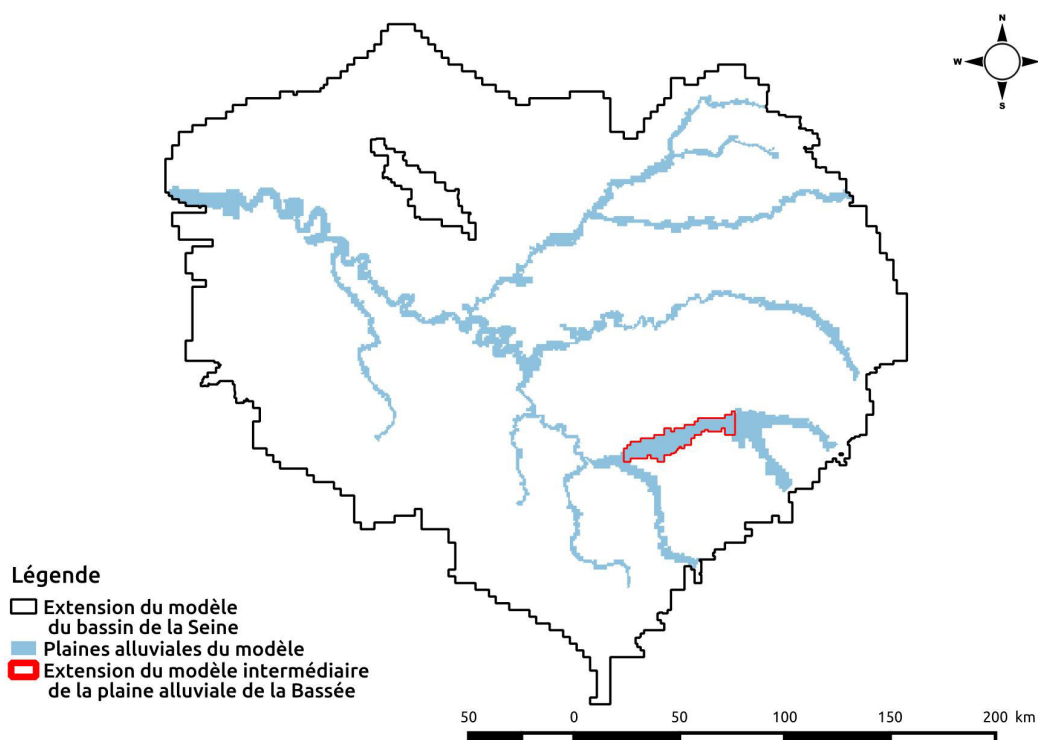


FIGURE 2 – Localisation des deux modèles utilisés dans la modélisation emboîtée.

préhension des échanges nappe-rivière, des échanges nappe-gravière et des fonctionnements hydrologique et biogéochimique des zones humides. La majorité de ces travaux a été menée à l'échelle locale, or, les fonctionnements hydrologique et hydrogéologique des interfaces nappe-rivière sont un problème multi-échelle. En effet, comme le montrent [Weng et al. \(1998, 1999\)](#) et [Bendjoudi et al. \(2002\)](#), l'aquifère régional contribue de manière forte à l'alimentation de l'aquifère alluvial. Ainsi ce sont les écoulements régionaux qui contrôlent, dans un premier lieu, les écoulements souterrains dans le champ proche de la rivière. En second lieu, [Greiner \(1997\)](#) et [Schanen \(1998\)](#) indiquent que la variabilité spatiale des perméabilités du lit et des berges de la rivière contrôle les flux à l'interface nappe-rivière. La variabilité spatiale des perméabilités découle, d'une part, des héritages morpho-sédimentaires tardi- et post-glaciaires, de la diversité des flux hydriques qui interviennent dans la submersion du lit majeur ([Gaillard, 1999; Gaillard et al., 2002](#)), mais aussi de l'historique d'aménagement des berges et du lit majeur de la rivière (gravières) ([Schanen, 1998](#)). Ensuite [Tajjar \(1993\)](#) montre le rôle que jouent la morphologie de la rivière ainsi que les aménagements hydrauliques qui y sont mis en place (dragage et protection des berges, dérivation des méandres, installation de barrages et d'écluses, etc.), sur le régime hydrologique et sur la dynamique des échanges nappe-rivière. L'ensemble de ces études rejoint donc la vision développée dans [Flipo et al. \(2014\)](#). Elles montrent l'importance d'étudier les interactions nappe-rivière dans une double perspective régionale et locale, ce qui constitue le cœur de la modélisation multi-échelle. Ce rapport reprend les conclusions de [Labarthe \(2016\)](#), qui a étudié les interactions rivières - plaine alluviale - aquifère régional, en utilisant ses modélisations de la plaine de la Bassée comme support de réflexion.

2 Stratégie de modélisation multi-échelle

La modélisation multi-échelle mise en œuvre sur la plaine alluviale de la Bassée s'appuie sur la simulation de deux modèles de résolutions différentes (Fig. 2).

- un modèle régional du bassin versant de la Seine de résolution grossière,

- un modèle intermédiaire de la plaine alluviale de la Bassée de résolution fine.

La partie souterraine du modèle Seine est caractérisée par un maillage gigogne de dimension pluri-kilométrique à hectométrique à proximité du réseau hydrographique. Les débits et les niveaux en rivière sont simulés au pas de temps journalier et les conditions limites du modèle sont de type flux nul. Le modèle souterrain régional est constitué de 7 couches aquifères distinctes séparées par des épontes semi-perméables. Les formations aquifères représentées dans le modèle sont les suivantes (cf. Fig 1)

- Les formations alluviales sablo-graveleuses quaternaires, (Riss, Wurm),
- Les formations de Beauce, représentant les formations calcaires du Miocène (Burdigalien, Aquitanien),
- Les formations de Brie, représentant les formations calcaires lacustres (formation de Brie) et sableuses (Sables de Fontainebleau) de l'Oligocène (Stampien, Sannoisien),
- Les formations de Champagne, représentant les formations calcaires de Champagne et de Saint-Ouen de l'Eocène supérieur (Ludien et Bartonien),
- Les formations Eocène, représentant les formations calcaires grossières et des sables de Cuisse de l'Eocène moyen et inférieur (Lutétien, Ypresien),
- Les formations du Paléocène, représentant les formations sableuses de Bracheux (Thanetien),
- Les formations crayeuses du Crétacé supérieur (Sénonien, Turonien, Cénomaniens).

Le modèle de surface permet lui de simuler le bilan hydrique ainsi que les débits en rivière et les hauteurs d'eau sur l'ensemble du réseau hydrographique du bassin de la Seine. Les échanges nappe-rivière sont simulés de manière spécifique sur le réseau hydrographique principal soit 4500 km (Flipo et al., 2016).

Afin d'étudier plus précisément les échanges au sein de la plaine alluviale de la Bassée, un modèle à l'échelle intermédiaire est développé. Le modèle intermédiaire de la Bassée est constitué d'un maillage de 50 m de côté et s'étend sur une surface de 320 km² (Fig. 2). Le modèle intermédiaire permet uniquement la simulation des écoulements souterrains au sein de la plaine alluviale. La hauteur d'eau en rivière y est supposée fixe et elle constitue une condition limite de type charge imposée. Afin d'emboîter le modèle intermédiaire au sein du modèle régional, les conditions limites du modèle intermédiaire (conditions de flux) sont fixées à partir du modèle régional. Ces conditions limites du modèle intermédiaire correspondent à la recharge ainsi qu'aux flux à l'interface entre la craie et l'aquifère alluvial calculés par le modèle régional. L'intégration d'observations locales, ainsi que la prise en compte des flux régionaux dans le modèle intermédiaire permettent de préciser les hétérogénéités au sein de l'aquifère alluvial.

Une fois les caractéristiques hydrodynamiques précisées à l'échelle intermédiaire, elles sont appliquées à l'échelle régionale, afin de caractériser les interactions nappe-rivière dans une double perspective régionale et locale. Le transfert de propriétés de l'échelle intermédiaire à l'échelle régionale est réalisée par l'application de fonctions de passage. La fonction de passage, permettant le changement d'échelle des paramètres hydrodynamiques, est celle mise en place par Renard (1997). La fonction de passage appliquée pour le changement d'échelle des paramètres de conductance est celle définie par Flipo et al. (2014). Cette méthodologie de changement d'échelle de la conductance permet de prendre en compte les propriétés locale de la zone hyporhéique dans le calcul de la conductance à l'échelle régionale.

L'ensemble de cette chaîne de traitement (emboîtement de modèles, précision des hétérogénéités à l'échelle intermédiaire, changement d'échelle de la transmissivité et de la conductance) constitue ce que l'on définit par la suite comme la "modélisation multi-échelle" (cf. Fig 3). La modélisation multi-échelle mise en œuvre ici est dite "simplifiée" car les fonctions de passage, appliquées afin de transférer les paramètres hydrodynamiques de l'échelle intermédiaire à l'échelle régionale, sont supposées constantes et connues.

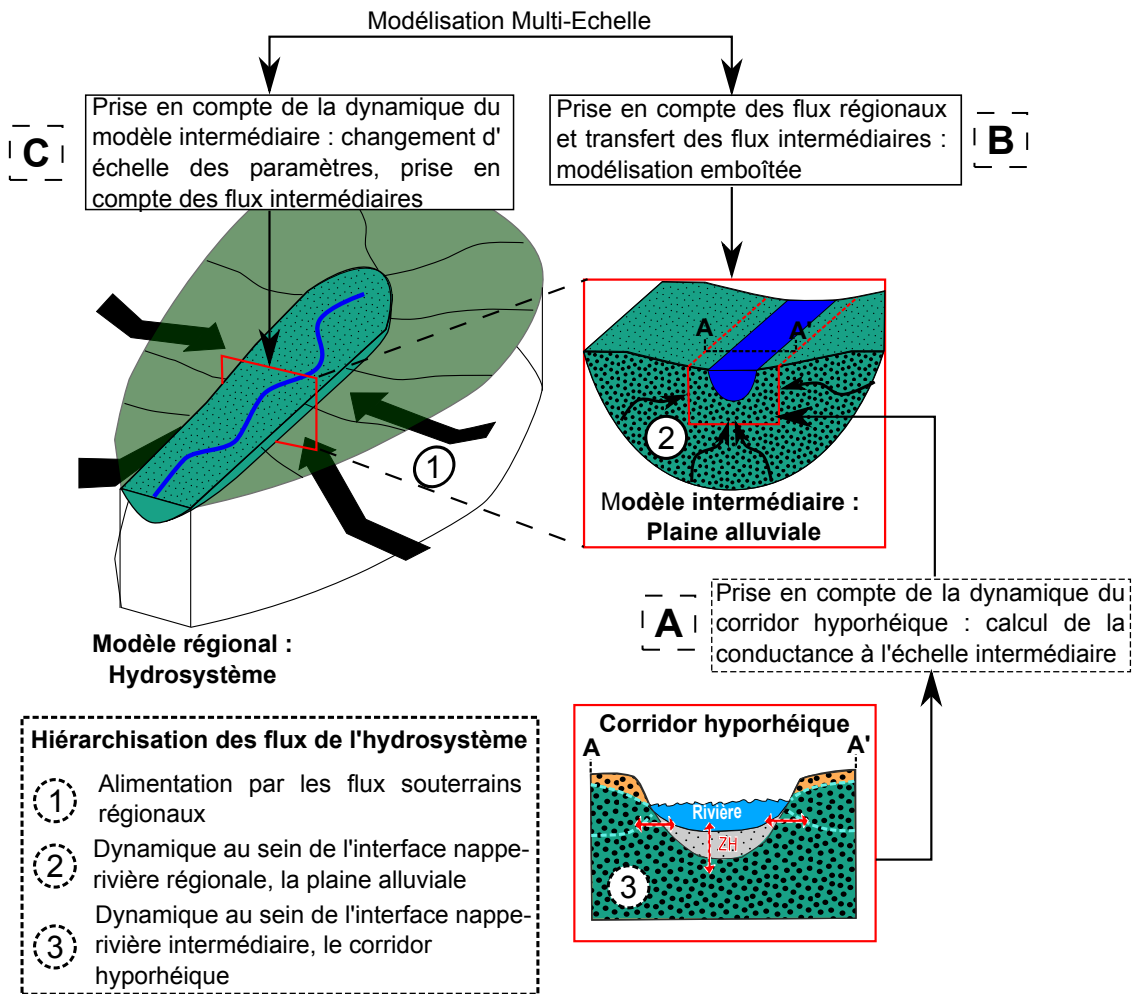


FIGURE 3 – Schéma explicatif de la méthodologie de modélisation multi-échelle.

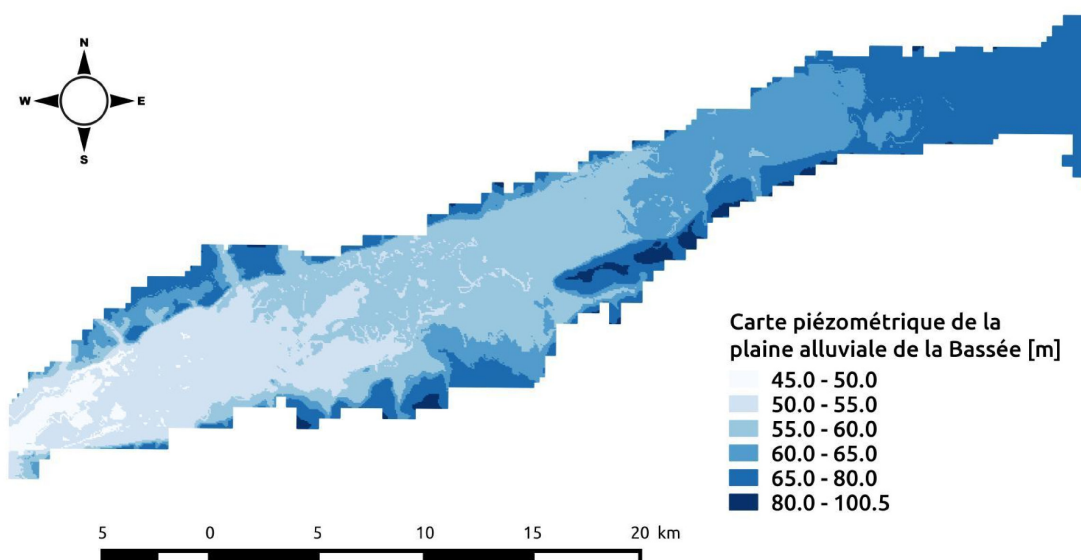


FIGURE 4 – Carte piézométrique des alluvions dans la plaine alluviale de la Bassée.

3 Définition des hétérogénéités locales par calibration du modèle intermédiaire de la plaine alluviale de la Bassée

La définition des propriétés hydrodynamiques locales au sein de la plaine alluviale de la Bassée est réalisée par inversion de données piézométriques. La méthodologie d'inversion mise en œuvre se base sur des données piézométriques obtenues à l'échelle intermédiaire (carte piézométrique de référence) tout en tenant compte du contexte hydrogéologique régional (via les conditions limites fixées par le modèle régional). Les propriétés hydrodynamiques locales estimées intègrent à la fois le contexte local et régional.

3.1 Carte piézométrique de référence à l'échelle intermédiaire

La carte piézométrique de référence a été obtenue par [Labarthe et al. \(2014\)](#), qui ont effectué un krigeage de deux jeux de données collectés respectivement en Septembre 65 ([Mégnyen, 1965](#)) et Septembre 94 ([Weng et al., 1999](#)). Le regroupement de deux jeux de données acquises à des périodes distinctes est acceptable du fait de la similarité des deux années hydrologiques, similarités observées à la station de Bazoches. En effet, la moyenne des débits journaliers durant les basses eaux de 1995 est de $23\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Elle est de $25\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ durant les basses eaux de 1965. L'écart type des moyennes de débit durant les basses eaux sur la période 1965-1994 étant de $10\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, les débits de basses eaux des années 1965 et 1994 sont comparables. Comme dans la plaine alluviale les charges sont fortement contraintes par les niveaux d'eau en rivière et donc par les débits, on peut supposer que les observations piézométriques de ces deux années sont comparables. L'ensemble des données a donc été utilisé pour kriger les cotes piézométriques sur l'ensemble de la plaine.

3.2 Définition des conditions limites du modèle intermédiaire : estimation des flux régionaux

Afin d'emboîter le modèle intermédiaire dans le modèle régional, les conditions limites du modèle intermédiaire ont été définies à partir du modèle régional. Dans un premier temps une simulation des processus hy-

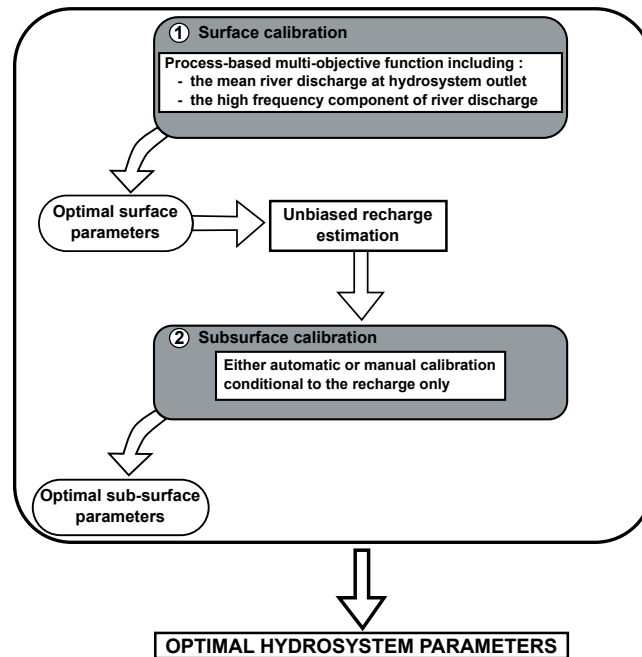


FIGURE 5 – Schéma explicatif de la procédure de calibration en deux étapes (d’après [Labarthe et al. \(sub\)](#))

driques au sein de l’hydrosystème Seine dans son ensemble est donc réalisée. Afin de s’assurer d’une simulation adéquate du bilan hydrique au sein de l’hydrosystème, une procédure de calibration en deux étapes est mise en place (cf Fig. 5).

Cette méthode ([Labarthe et al., sub](#); [Labarthe, 2016](#)) consiste dans un premier temps à calibrer les paramètres de surface, assurant la simulation du bilan hydrique de surface (évapotranspiration réelle, infiltration, ruissellement) du modèle couplé. La calibration du modèle de surface s’effectue de manière automatique par la minimisation d’une fonction objectif multiple intégrant la moyenne sur 17 ans des débits observés aux stations de jaugeage du bassin et les chroniques journalières des débits issus du ruissellement aux stations de jaugeage du bassin. La minimisation de cette fonction objectif multiple permet de contraindre conjointement les processus de surface, ainsi que le bilan hydrique moyen de l’hydrosystème, de sorte que le modèle de surface optimisé reproduit la dynamique de ruissellement sur le bassin et fournit une estimation non-biaisée de la recharge. Le non-biais de la recharge signifie que la différence moyenne entre la recharge simulée et observée est négligeable. Une fois la recharge estimée de manière adéquate, les paramètres souterrains (transmissivité, coefficient d’emménagement et conductance) sont calibrés à l’échelle régionale.

Finalement, une simulation sur une période de 17 ans du modèle régional optimisé a été réalisée. Les flux calculés par le modèle régional aux frontières du modèle intermédiaire (recharge et alimentation de la plaine alluviale par l’aquifère de la craie) constituent les conditions limites du modèle intermédiaire.

La carte piézométrique de la plaine alluviale de la Bassée est représentative de l’état hydrique du mois de Septembre. L’alimentation de la plaine alluviale par les aquifères sous-jacents ainsi que la recharge par l’impluvium sont ainsi calculées sur cette période de temps. La recharge moyenne du mois de septembre est déterminée par analyse des résultats du modèle de surface optimisé sur la plaine alluviale de la Bassée, l’alimentation de l’interface nappe-rivière régionale par les systèmes aquifères est calculée par analyse des résultats du modèle couplé optimisé. Il est de plus à noter que sur une période de 17 ans, les variations de stock des compartiments souterrain et de surface sont négligeables ([Flipo et al., 2012](#); [Massei et al., 2010](#)). Les conditions limites définies sur cette période de temps sont donc compatibles avec une simulation en régime permanent.

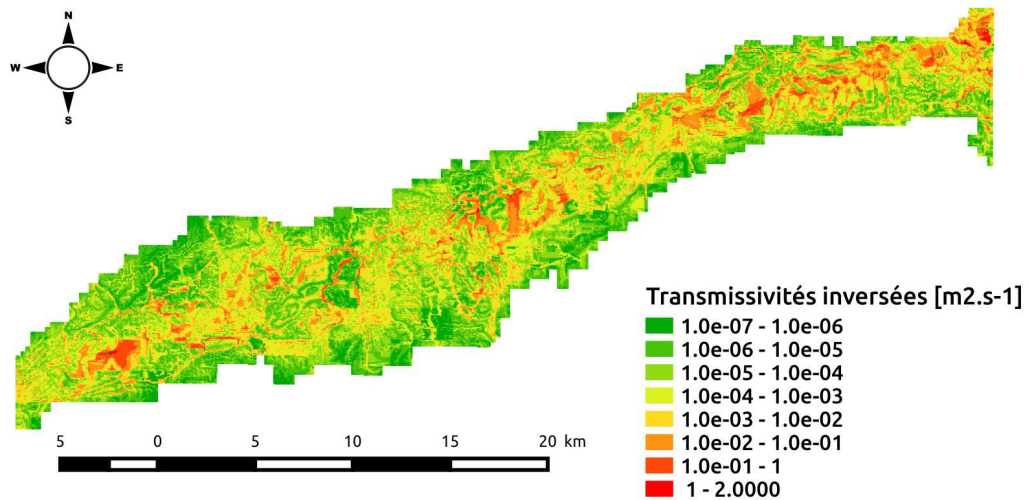


FIGURE 6 – Carte des transmissivités inversées avec le champ germe uniforme ($1 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

La recharge de surface est majoritairement comprise entre 10 et 50 $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$ (Labarthe, 2016). Cette faible recharge est cohérente avec un contexte de basses eaux. Les valeurs extrêmes de la recharge souterraine sont situées au niveau de la rivière, indiquant les échanges importants entre la rivière et les aquifères régionaux via la plaine alluviale. La recharge globale, issue de la combinaison de l'alimentation souterraine et de la recharge par l'impluvium, sert de condition limite à l'inversion des transmissivités du modèle intermédiaire.

3.3 Champ germe de transmissivité

Lors d'une étude préalable de la faisabilité de modélisation multi-échelle sur la plaine alluviale de la Bassée, plusieurs champs germes de transmissivité ont été testés (Labarthe et al., 2014; Weill et al., 2016). Cette étude indique que la méthode n'est pas sensible au champ germe de transmissivité. Un champ germe uniforme est donc utilisé par la suite. La valeur du champ uniforme est définie à partir de la base de données de forage mise en place par Deleplancque et al. (2014) et sur des mesures de perméabilité réalisées sur les alluvions grossières ($2.5 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), sur celles des dépôts argileux ($6.7 \times 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) par Mégnien (1965). La base de données de forage caractérise de manière fine la lithologie des alluvions sur un ensemble de 500 forages et distingue les matériaux grossiers et fins. Connaissant la perméabilité et les épaisseurs de chaque formation, la perméabilité équivalente au droit des 500 forages a été calculée en supposant les flux strictement horizontaux. Une transmissivité moyenne de $1 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ est ainsi estimée.

Ainsi, l'inversion de la transmissivité (Fig. 6) a-t-elle permis de définir les hétérogénéités à l'échelle locale en prenant en compte les flux régionaux alimentant la plaine alluviale, via l'emboîtement du modèle intermédiaire.

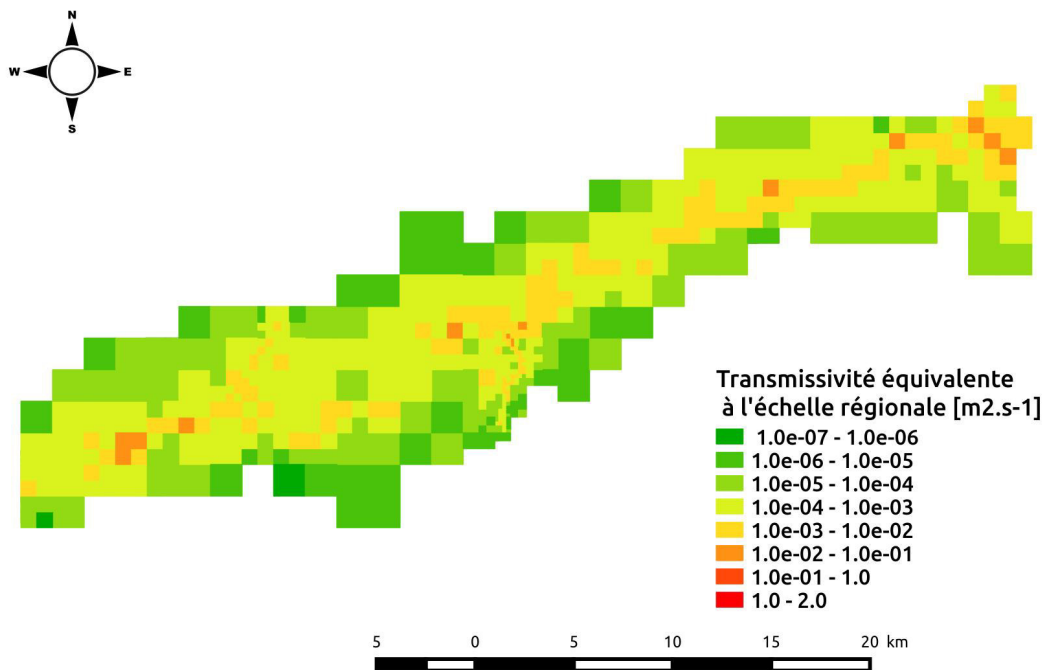


FIGURE 7 – Carte des transmissivités à l'échelle régionale définies à partir des valeurs du modèle intermédiaire

4 Simulation à l'échelle régionale

4.1 Transfert de paramètres de l'échelle intermédiaire vers l'échelle régionale

Une fois les hétérogénéités de la plaine alluviale définies, les transmissivités inversées ont été transférées de l'échelle intermédiaire vers l'échelle régionale (Fig. 7). Pour cela, la méthode heuristique mise en place par Renard (1997) a été appliquée. Les formulations heuristiques de la perméabilité équivalente (aussi appelée renormalisation) se basent sur la combinaison de bornes de la perméabilité équivalente réelle (Fig. 8).

Afin de déterminer les bornes de la perméabilité équivalente, les mailles de la grille fine sont agrégées deux à deux, jusqu'à atteindre la dimension de la maille régionale (fig. 8). Si les mailles sont en série par rapport à la direction d'écoulement, la moyenne harmonique des perméabilités k_i et k_{i+1} des deux mailles fines sélectionnées est affectée au support de renormalisation, sinon, la moyenne arithmétique de ces deux perméabilités locales lui est attribuée. Afin de déterminer la direction principale d'écoulement sur le maillage régional, le champ piézométrique théorique est calculé à l'échelle régionale. La charge sur le maillage régional est calculée comme la moyenne des charges définies localement. Les charges locales correspondent ici à la piézométrie issue de la simulation en régime permanent du modèle intermédiaire. Le gradient de charge théorique est ensuite défini sur chacune des mailles régionales et la direction principale d'écoulement est établie.

Si le gradient dans la direction x , calculé comme la somme de la norme des gradients selon la direction x est supérieur au gradient selon la direction y , alors la direction principale d'écoulement est supposée être dans la direction x . La renormalisation est ensuite réalisée suivant la formule :

$$K_b^{uu} = (c_{max}^{uu})^\gamma \cdot (c_{min}^{uu})^{1-\gamma} u \in (x, y, z) \quad (1)$$

Le coefficient γ est fixé à 0.5.

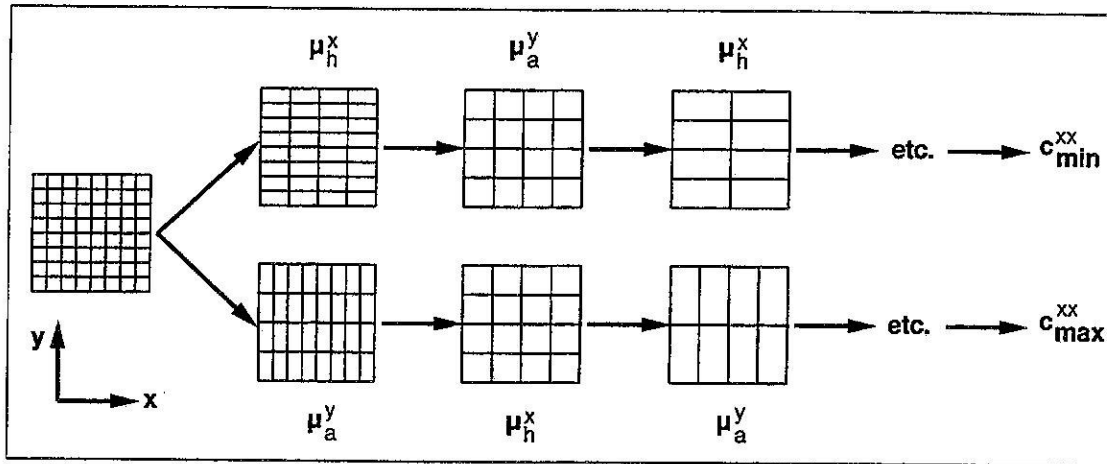


FIGURE 8 – Illustration du procédé itératif de le Loc'h (1987) permettant le calcul des bornes c_{max}^{uu} et c_{min}^{uu} à deux dimensions. D'après Renard (1997). La direction principale de l'écoulement est supposée être selon la direction x . μ_h correspond à l'opérateur moyenne harmonique et μ_a à celui de la moyenne arithmétique.

Une fois les paramètres équivalents de transmissivité établis (Fig. 7), le terme de conductance est calculé. La formulation mise en place par Flipo et al. (2014) et reprise dans Labarthe (2016) a été appliquée. Cette formule s'écrit :

$$C_{riv} = F_{cor} \times K_h \times L_{riv} \quad (2)$$

Avec C_{riv} la conductance [$m^2.s^{-1}$], F_{cor} un facteur de correction [-], K_h la perméabilité horizontale équivalente [$m.s^{-1}$] et L_{riv} la longueur de la rivière intersectant la maille aquifère [m]. Le facteur de correction s'écrit quant à lui :

$$F_{cor} = \frac{1}{\frac{1}{W} (e_{sb} (\frac{K_h}{k_{sb}} - \frac{1}{\alpha}) + \frac{e_{aq}}{2\alpha}) + \frac{L_{riv}d}{2e_{aq}}} \quad (3)$$

Avec W largeur de la maille à l'échelle régionale [m], e_{sb} l'épaisseur de la zone hyporhéique [m], k_{sb} la perméabilité de la zone hyporhéique [$m.s^{-1}$], α le coefficient d'anisotropie [-], e_{aq} l'épaisseur de l'aquifère alluvial [m] et d la largeur de la rivière [m].

Cette formulation de la conductance permet de prendre en compte la géométrie et les propriétés hydrodynamiques locales de la zone hyporhéique dans l'expression de la conductance à l'échelle régionale. Les paramètres de la zone hyporhéique et d'anisotropie sont supposés connus (Tab. 1). Les valeurs de longueur et de largeur de rivière ont été définies à partir de la base de données hydrographiques Carthage de l'IGN.

TABLE 1 – Tableau récapitulatif de la valeur des paramètres utilisés pour la définition de la conductance

paramètres	valeurs associées	unités
e_{zh}	0.75	[m]
k_{zh}	1e-06	[m.s ⁻¹]
α	0.1	[-]

Le transfert de paramètres de l'échelle intermédiaire à régionale réalisé ici tient compte des hétérogénéités définies à l'échelle intermédiaire.

TABLE 2 – Tableau des terminologies adoptées pour caractériser les échanges

Terme employé	Abréviation	Echanges
Infiltration	Inf	Rivière → Alluvion Alluvion → Craie
Exfiltration	Exf	Alluvion → Rivière Craie → Alluvion
Net	Net	Alluvion → Rivière + Rivière → Alluvion Alluvion → Craie + Craie → Alluvion

4.2 Hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée

4.2.1 Situations hydrologiques représentatives sur la plaine alluviale de la Bassée

Afin de caractériser l'hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée, trois contextes hydrologiques sont étudiés : un contexte hydrologique moyen calculé sur une période de 17 ans, un événement extrême sec (période de août à octobre 2003) et une période humide (période de mars à fin mai 2001). Les chroniques de débit correspondant à ces périodes, à la station de Bazoches-les-Bray, à l'exutoire de la Bassée, sont présentées figure 9. Il est à noter que la période sèche d'août à octobre est précédée par une période de crue dont le débit maximal est comparable à celui de la crue sur la période humide. Afin d'étudier plus précisément l'influence de ce pic de crue sur les échanges hydriques au sein de la plaine alluviale en période de basses eaux, la dynamique des échanges au cours de la période sèche est étudiée pour l'année civile 2003. D'autre part, la dynamique de la plaine alluviale de la Bassée en période de crue est étudiée sur la période de mars à fin mai 2001. La période humide est divisée en trois phases (Fig. 9) : la phase 1 d'augmentation du débit, la phase 2 de haut débit relativement stable, et la phase 3 de récession.

Les situations hydrologiques représentatives étudiées dans cette partie sont caractérisées par des contextes hydroclimatiques contrastés. Les principaux paramètres hydroclimatiques définissant ces périodes sont regroupés table 3.

TABLE 3 – Récapitulatif des paramètres hydroclimatiques suivant les périodes représentatives

Période	Pluviométrie [mm.an ⁻¹]	Recharge [mm.an ⁻¹]	Débit moyen [m ³ .s ⁻¹]
Moyenne 1993-2010	752.02	96.95	87.65
Humide mars-mai 2001	1120.53*	327.48*	249.68
Sèche août-oct 2003	509.36*	9.49*	31.18

* valeurs ramenées en mm.an⁻¹ pour pouvoir être comparées à la moyenne

En moyenne, la pluviométrie sur la zone de la Bassée est de 752 mm. La pluviométrie, en période humide, augmente d'environ 50% par rapport à l'année moyenne. Elle diminue d'environ 30% lors de la période sèche.

4.2.2 Bilan et échanges spatialisés sur la plaine alluviale

Sur la période de 17 ans (1993-2010), l'aquifère alluvial fournit un débit net de 2.34 m³.s⁻¹ au système fluvial de la Bassée (Tab 4). Rapportés à la longueur de la Seine sur le secteur (environ 100 km), les échanges nets sont d'environ 20 l⁻¹.s⁻¹.km⁻¹, ce qui correspond au débit linéique moyen à l'échelle de l'hydrosystème

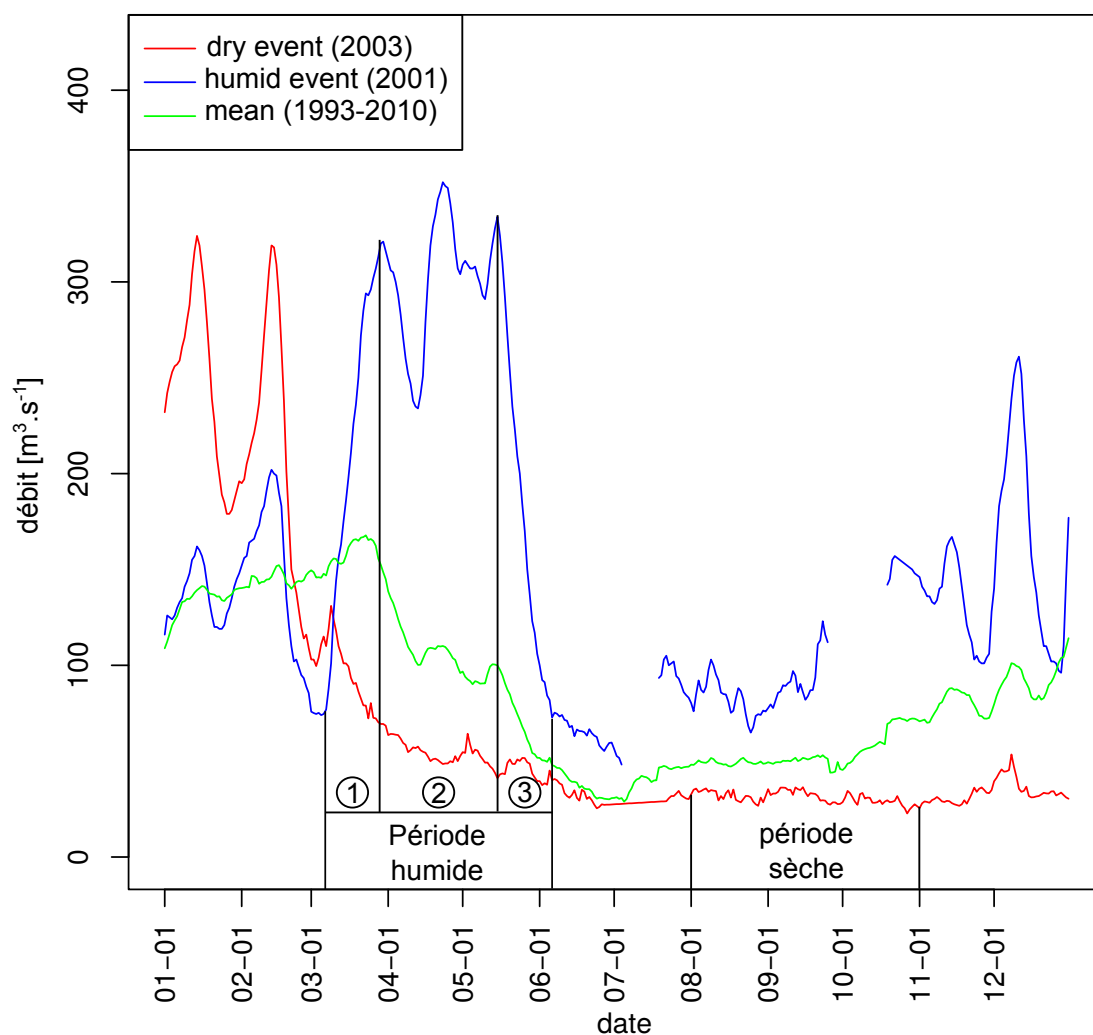


FIGURE 9 – Chroniques de débit des années civiles 2001 et 2003 comparées à la moyenne journalière des débits sur la période 1993-2010 à Bazoches-les-Bray

TABLE 4 – Bilan hydrique sur la plaine alluviale de la Bassée [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Période	Echanges nappe-rivière			Echanges Alluvion-Craie			Recharge	BC*	stock
	Inf	Exf	Net	Inf	Exf	Net			
Moyenne 1993-2010	-3.28	5.62	2.34	-4.42	5.56	1.14	1.42	-0.22	0.00
Humide mars-mai 2001	-3.97	7.81	3.84	-7.40	7.30	-0.1	4.83	-1.25	0.36
Sec août-oct 2003	-2.80	4.64	1.84	-2.94	4.74	1.80	0.14	-0.02	-0.08

* Les conditions limites correspondent aux sorties du système, elles prennent en compte les prélèvements, les débordements et les flux aux limites

(Flipo et al., 2016; Labarthe, 2016). L'aquifère de la Craie alimente en moyenne la plaine alluviale. D'autre part, il apparaît que l'exfiltration de la plaine alluviale est équivalente à l'exfiltration de l'aquifère de la Craie ($5.62 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Il semble donc, qu'en moyenne, l'alimentation de la rivière par l'aquifère alluvial soit initiée par une alimentation de l'aquifère régional, ce qui est en accord avec la vision emboîtée de l'interface nappe-rivière. De plus, la plaine alluviale est en moyenne à l'équilibre (variation de stock nulle, tab.4).

Pendant la période de crue (mars-mai 2001), une augmentation de 65% des échanges nets entre la rivière et la plaine alluviale est simulée. Sur cette période, l'aquifère alluvial fournit globalement $3.84 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au réseau hydrographique. Cette augmentation des échanges nappe-rivière nets est due à une augmentation de l'alimentation du système fluvial par la plaine alluviale. D'autre part, durant cette période, un stock d'eau important se crée au sein de la plaine alluviale. En période sèche (août-octobre 2003), le bilan moyen des échanges nappe-rivière est proche du bilan moyen sur la période de 17 ans alors que la recharge sur la plaine alluviale de la Bassée est particulièrement faible. Ce fort soutien d'étiage de la plaine alluviale est dû à une diminution de l'infiltration de la plaine alluviale vers l'aquifère régional (-66% par rapport à la moyenne), l'alimentation de la plaine alluviale par l'aquifère de la Craie restant constant.

Ce tableau de bilan (Tab. 4) montre une similitude entre les débits exfiltrés en rivière et ceux exfiltrés depuis l'aquifère régional, indiquant ainsi l'importance des apports régionaux dans la quantification des échanges nappe-rivière. Afin d'étudier plus finement ces apports, les cartes spatialisées des échanges sur la plaine alluviale de la Bassée sont également présentées (Fig. 10).

Les différentes cartes de la spatialisation des échanges nappe-rivière sur la plaine alluviale de la Bassée (carte des échanges moyens encadrée en vert, carte des échanges en période de crue encadrée en bleu, carte des échanges en période sèche encadrée en rouge sur la figure 10) montrent leur stabilité. Quelles que soient les configurations hydrologiques, la Seine draine la plaine alluviale de la Bassée sur la majorité de son linéaire. Seules quelques zones semblent plutôt réinfiltrantes. La position de ses zones varie suivant les configurations hydrologiques.

Les cartes spatialisées des échanges entre l'aquifère de la Craie et la plaine alluviale en période de crue et en période moyenne présentent un schéma similaire. Une infiltration importante est simulée sur l'ensemble de la plaine alluviale ainsi qu'un drainage intense au droit de la rivière (Fig. 10). En période sèche, la plaine alluviale est en équilibre avec l'aquifère de la Craie, alors que la zone de drainage au droit de la rivière est maintenue.

D'autre part, la carte piézométrique moyenne de l'aquifère de la Craie (Fig. 11) montre un drainage de la Craie au droit de la plaine alluviale. Des écoulements latéraux des coteaux vers le centre de la plaine alluviale se mettent en place. Il apparaît donc que l'eau infiltrée de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie retourne ensuite vers l'interface nappe-rivière en aval du point d'infiltration.

Ces cartes spatialisées des échanges, et de la piézométrie, illustrent la mise en place de flux spiralaires entre la plaine alluviale et l'aquifère régional. Les flux infiltrés au sein de la plaine alluviale passent par l'aquifère régional avant d'alimenter l'interface nappe-rivière au droit de la rivière en aval du point d'infiltration. Ainsi, les flux spiralaires observés à l'échelle intermédiaire par Poole et al. (2008) au sein de la plaine alluviale, semblent se mettre aussi en place à l'échelle régionale. En période sèche, ces flux se resserrent autour de la rivière, alors qu'en période humide l'ensemble de la plaine alluviale est impliquée dans leurs mises en place (Fig. 12). D'autre part le tableau de bilan (Tab. 4) montre qu'en période humide le bilan échangé entre la plaine alluviale et l'aquifère de la Craie est quasiment à l'équilibre (Net : $-0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les zones d'alimentation de la plaine alluviale par l'aquifère de la Craie sont positionnées au droit de la rivière. Il semble donc que l'ensemble des flux infiltrés dans la plaine alluviale durant la période de crue, soient redirigés vers la rivière pendant la durée de la période. Il semble ainsi, au regard de ce bilan, que les eaux souterraines alimentant l'interface nappe-rivière en période de crue, proviennent uniquement de flux spiralaires issus de l'infiltration de la plaine alluviale.

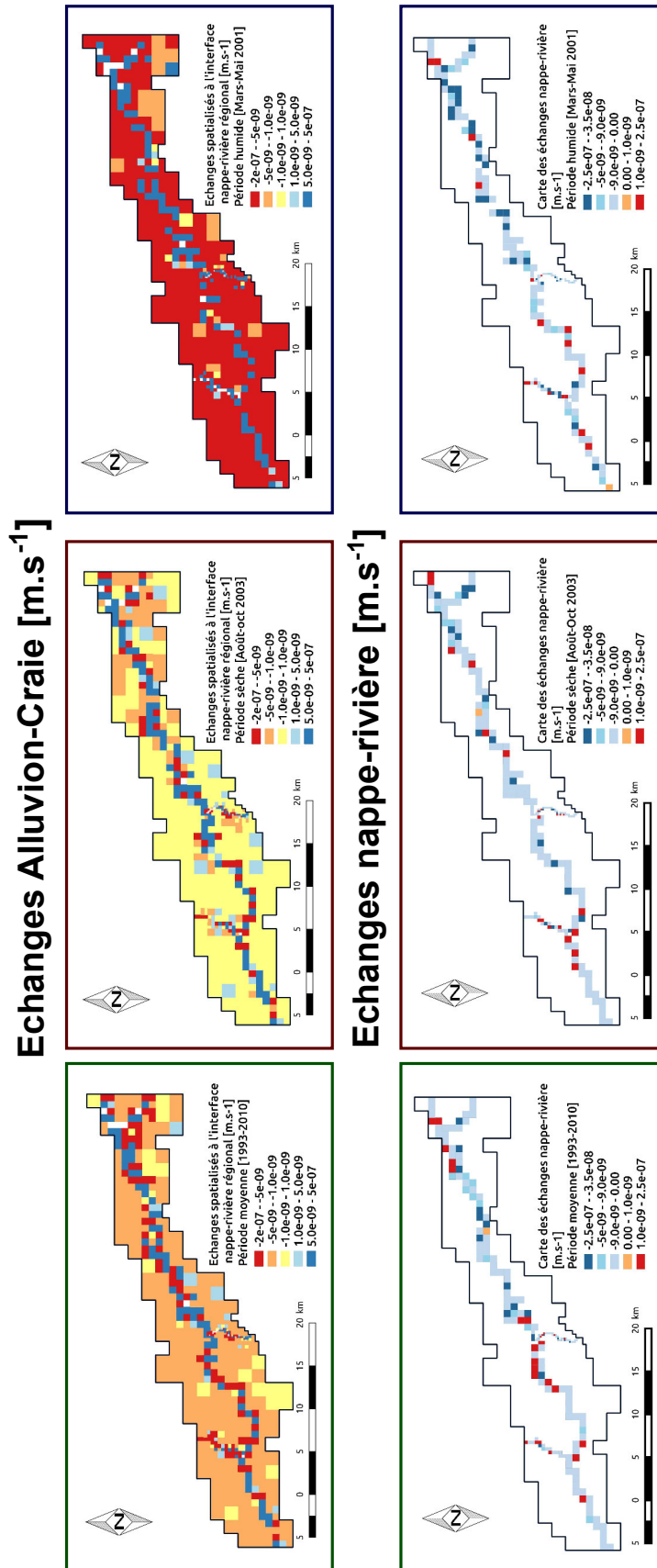


FIGURE 10 – Carte des échanges spatialisés sur la plaine alluviale de la Bassée. En rouge les échanges en période sèche (août-octobre 2003), en bleu les échanges en période de crue (mars-mai 2001) et en vert les échanges moyens sur la période 1993-2010.

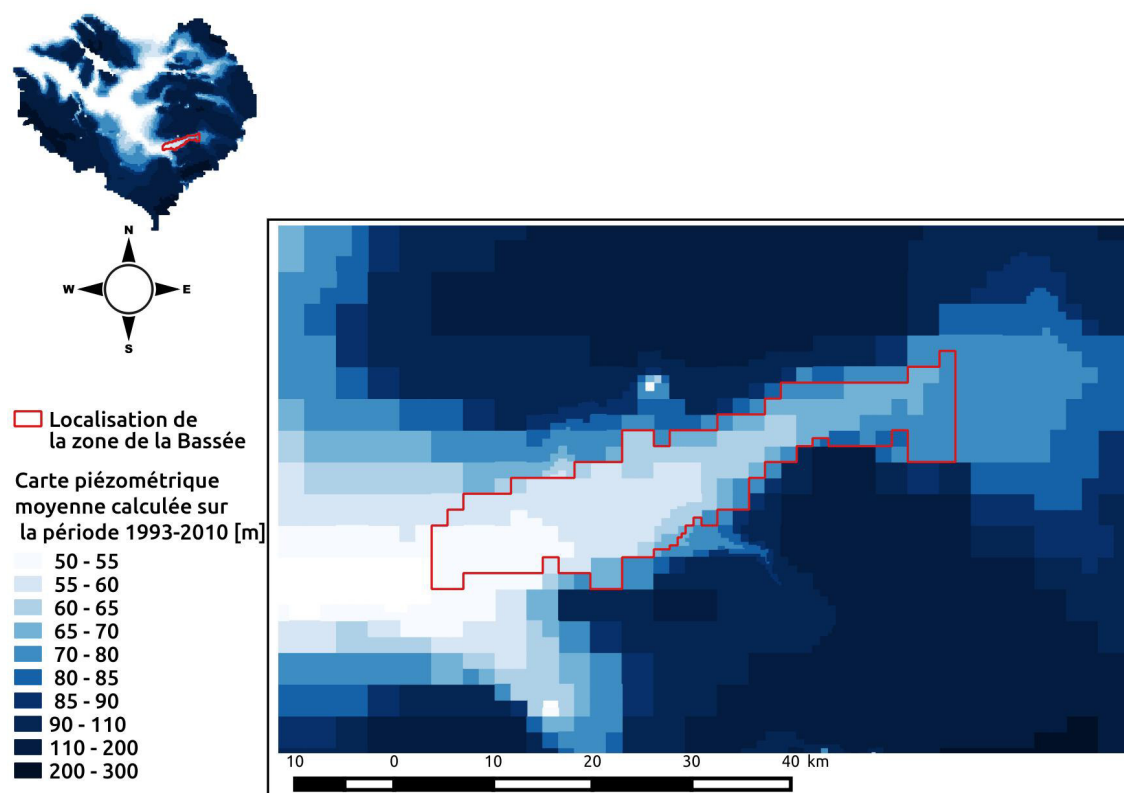


FIGURE 11 – Carte piézométrique moyenne de l'aquifère de la Craie, réalisée sur la période 1993-2010

4.2.3 Dynamique de la plaine alluviale de la Bassée en période de crue

Afin de préciser l'hydrodynamique de la Bassée en période de crue, une étude plus détaillée des échanges est réalisée. Pour cela, la période de crue est divisée en trois phases (Fig. 9). La première phase correspond à la phase de montée des eaux. Elle s'étend sur le mois de mars 2001. La deuxième phase correspond à la phase de hautes eaux. Elle se déroule d'avril à mi mai. Enfin la dernière période correspond à la période de récession qui s'étale sur les 15 derniers jours de mai. Pour chacune de ces phases, un bilan global des échanges est calculé (tab. 5). D'autre part, la dynamique de crue étant induite par les variations rapides de débit, une étude des échanges journaliers est proposée (Fig. 13).

Si la carte spatialisée des échanges au cours de la période de crue (Fig. 10) indique une exfiltration de l'aquifère alluvial sur l'ensemble du linéaire, il apparaît toutefois que la phase de montée des eaux est caractérisée par une infiltration importante des eaux de la rivière au sein de l'aquifère alluvial. En effet, le débit d'infiltration des eaux de rivière est doublé en période de montée des eaux en comparaison du débit moyen d'infiltration ($-6.18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ Tab. 5). Une augmentation de l'infiltration en rivière est simulée durant les deux premières semaines de la phase de montée des eaux (cf. période 1, Fig. 13 B). Le maximum d'infiltration, qui concorde avec le minimum d'exfiltration sur la période, est atteint alors que la phase d'augmentation du débit n'est pas terminée. Cette observation peut être expliquée par la forme de la courbe de tarage établie par l'équation de Manning, pour laquelle, passé un certain débit, une augmentation significative du débit entraîne une modification peu importante de la charge simulée en rivière. Conjointement à l'augmentation de l'infiltration en rivière, une infiltration des eaux de la plaine alluviale vers l'aquifère régional est globalement simulée (Tab. 5). Si la période de montée des eaux est caractérisée par une phase d'augmentation de l'infiltration, une diminution de l'exfiltration est aussi simulée lors de cette période (Tab. 5, Fig. 13B, cadre 1). Toutefois, compte tenu de l'importante réactivité de la plaine alluviale aux variations de niveau d'eau en rivière, la phase d'intense infiltration et de diminution de l'exfiltration est courte (Fig. 13B, cadre 1), elle permet cependant de modifier

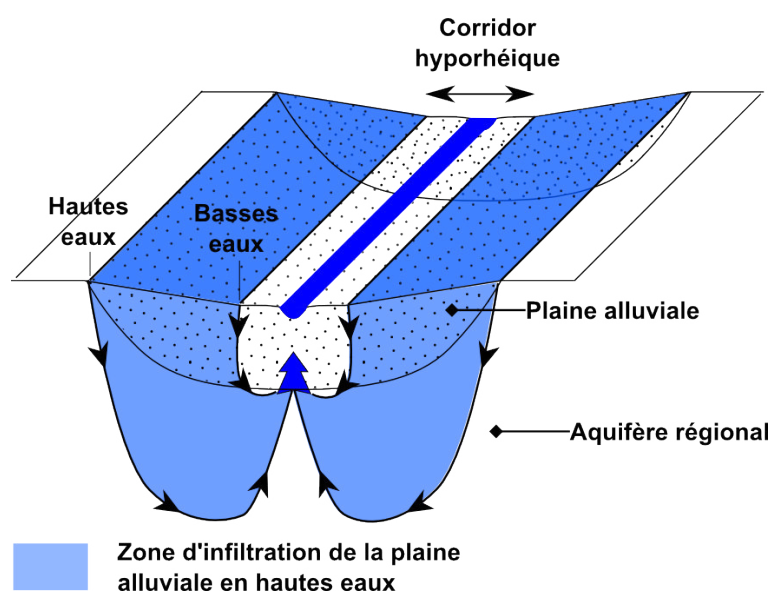


FIGURE 12 – Schéma conceptuel de la mise en place des flux spirales entre la plaine alluviale et l'aquifère de la craie

TABLE 5 – Tableau du bilan hydrique sur la plaine alluviale durant les différentes phases de crue (voir Fig. 9) [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Période	Echanges nappe-rivière			Echanges Alluvion-Craie			Recharge	BC*	stock
	Inf	Exf	Net	Inf	Exf	Net			
Phase 1 3 semaines Montée des eaux	-6.18	4.97	-1.21	-9.12	5.10	-4.02	4.71	-0.43	1.47
Phase 2 1.5 mois Maximum de crue	-3.27	8.23	4.96	-7.33	7.43	0.1	5.73	-0.57	0.30
Phase 3 3 semaines Récession	-1.66	12.08	10.42	-4.31	11.11	6.80	2.57	-0.53	-1.58
Moyenne 1993-2010	-3.28	5.62	2.34	-4.42	5.56	1.14	1.42	-0.22	0.00

* Les conditions limites correspondent aux sorties du système, elles prennent en compte les prélèvements, les débordements et les flux aux limites

le régime de la plaine alluviale qui est globalement infiltrante sur la période. Les échanges nets entre la plaine alluviale et la craie sont de $-4.02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ quant aux échanges entre la rivière et la plaine alluviale, ils sont de $-1.21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tab. 5).

Dès l'établissement de la phase de hautes eaux, l'importante infiltration en rivière observée lors de la montée de la crue cesse (Fig 13B, cadre 3). Environ une semaine après le maximum de crue, l'infiltration en rivière retrouve sa valeur d'avant la crue ($-2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ environ) et un équilibre semble alors atteint. L'établissement de cet équilibre s'explique par un stockage de l'eau au sein de la plaine alluviale du fait de la montée des eaux en rivière qui bloque alors les écoulements latéraux suivant le gradient topographique (écoulements emboîtés d'après Tôth (1962)). Sur la période, avec la stabilisation du débit en rivière, le débit net échangé entre la nappe et la rivière retrouve sa valeur initiale d'avant la crue (Fig 13B, cadre 3). La phase de hauts débits est associée à une infiltration importante des eaux de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie (Fig 13B, cadre 3).

Lors de la phase de récession, le système aquifère est majoritairement exfiltrant, l'infiltration en rivière est constante (Fig. 13B, cadre 4). Le début de la phase de récession est caractérisé par une augmentation rapide de l'exfiltration de l'aquifère alluvial et de l'alimentation de l'interface nappe-rivière par l'aquifère de la Craie (Fig. 13). Dès la première semaine, les débits échangés se stabilisent. La phase de récession s'accompagne aussi d'une diminution progressive de l'infiltration des eaux de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie. Sur la période, l'infiltration de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie demeure plus importante comparée à l'infiltration moyenne au cours de la phase de récession (+50%).

Ces analyses du bilan hydrique sur la plaine alluviale et des échanges journaliers en période de crue, permettent d'émettre des hypothèses sur le fonctionnement des échanges en période de crue. Il apparaît en premier lieu, que l'augmentation rapide du débit en période de crue modifie localement les conditions limites de la plaine alluviale, de sorte que des réinfiltrations locales de la rivière s'établissent (Fig 14.1). Toutefois la réactivité importante de l'aquifère alluvial, induite par l'augmentation de la recharge et la stabilisation de la charge en rivière, permet un retour rapide à une situation d'équilibre (Fig 14.2). En période de hauts débits, une relative stabilité est ainsi atteinte (Fig 14.3). Les échanges nappe-rivière retrouvent leurs valeurs d'avant la crue. L'alimentation de l'aquifère sous-jacent est maximale mais est compensée par une augmentation de l'exfiltration à proximité de la rivière. La phase de décrue s'accompagne, quant à elle, d'une augmentation brutale de l'exfiltration de l'aquifère alluvial. Cette augmentation présente une double dynamique. La chute rapide de la condition limite définie par la hauteur d'eau en rivière entraînerait ainsi, dans un premier temps, une vidange de la zone proche rivière avant de mobiliser les zones périphériques (en drainant les eaux stockées dans la plaine alluviale), et d'induire la diminution progressive de l'infiltration de la plaine alluviale dans l'aquifère de la Craie (Fig 14.4).

La dynamique des échanges en période de hautes eaux peut ainsi être conceptualisée selon deux boucles emboîtées :

- une première boucle entre l'aquifère alluvial et l'aquifère de la Craie induite par les flux spirales.
- une deuxième boucle au sein de la plaine alluviale elle-même, liée à l'augmentation du niveau d'eau en rivière. Cette augmentation en rivière engendre dans un premier temps une infiltration de la rivière vers la nappe alluviale, suivie d'un blocage des eaux de la plaine s'écoulant latéralement suivant le gradient topographique. Durant la phase de récession, un drainage des eaux stockées dans la plaine alluviale a lieu, initiant le resserrement des flux spirales autour de la rivière.

4.2.4 Dynamique de la plaine alluviale de la Bassée en période sèche

La dynamique des échanges en période de crue est majoritairement contrôlée par l'évolution rapide du débit sur la période. A l'inverse, en période de basses eaux, la dynamique des échanges est plutôt définie par les écoulements souterrains s'établissant sur une échelle temporelle plus longue. La période de faible débit de l'année 2003 se déroule du mois d'août à octobre. Cette période de faible débit est précédée d'une période de

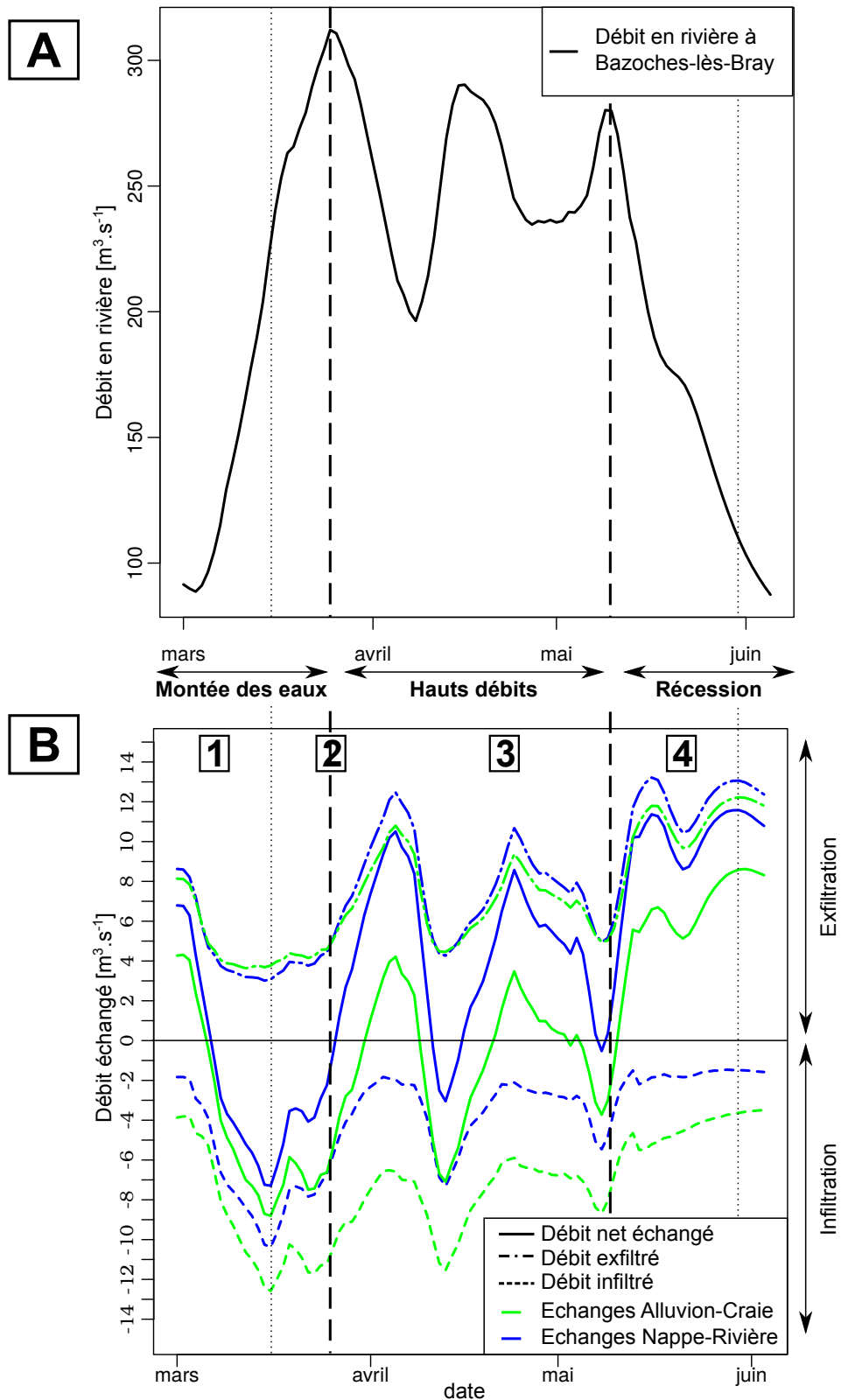


FIGURE 13 – Evolution des échanges journaliers sur la plaine alluviale de la Bassée au cours de la période de crue mars-mai 2001. A) chronique de débit à la station de Bazoches-lès-Bray, B) Chronique des échanges journaliers globaux sur la zone de la Bassée. Sont distingués les échanges nets (ligne pleine), les débits infiltrés (pointillés), les débits exfiltrés (point-pointillé), pour les échanges nappe-rivière (bleu foncé) et les échanges Alluvion-Craie (vert).

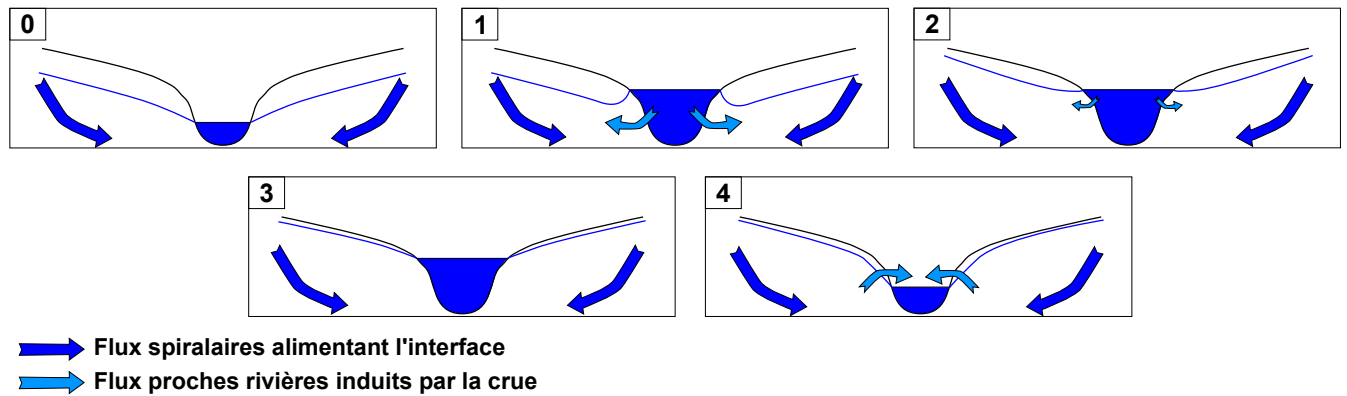


FIGURE 14 – Schéma conceptuel des échanges dans la plaine alluviale de la Bassée en période de crue. Les étapes 1,2,3,4, correspondent aux situations notées 1,2,3,4, dans la figure 13. La situation 0 correspond à la situation supposée avant la crue.

crue de décembre 2002 à avril 2003. La dynamique rapide des échanges au cours de la période de crue ayant été caractérisée précédemment, les échanges mensuels sont ici étudiés sur une période annuelle afin de préciser l'évolution globale des échanges entre les phases de hautes et de basses eaux.

Au cours de la période de basses eaux, une diminution des échanges entre la nappe et la rivière ainsi qu'entre l'aquifère et la plaine alluviale est observée. Au cours des 8 mois de basses eaux, le débit net échangé en rivière passe de $6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à $-0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ quand le débit net d'alimentation de la plaine alluviale diminue dans des proportions équivalentes de 4 à $-0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Au cours de la période de basses eaux, compte tenu de l'inertie de l'aquifère régional, une diminution progressive de l'exfiltration de l'aquifère alluvial est simulée. Cette diminution de l'exfiltration s'accompagne tout d'abord d'une diminution progressive de l'infiltration en rivière ainsi que de l'infiltration de la plaine alluviale. Cette diminution progressive peut traduire le resserrement des flux spirales autour de la rivière. A partir d'Octobre, une importante augmentation de l'infiltration à la fois de la plaine alluviale et de la rivière est simulée. Cette infiltration s'accompagne d'une augmentation du débit en rivière.

Cette analyse des débits mensuels moyens sur la zone de la Bassée met en évidence, la diminution progressive de l'exfiltration de l'aquifère de la Craie vers l'aquifère alluvial au cours de la période de basses eaux ainsi qu'une diminution de l'infiltration en rivière et de la plaine alluviale. En période d'étiage les flux spirales sont minimaux et l'alimentation de l'interface nappe-rivière est principalement due à une alimentation régionale.

L'étude de l'hydrodynamique de la plaine alluviale au cours d'une période de crue suivie d'une période de basses-eaux semble indiquer que les échanges au cours de l'année hydrologique sont principalement contrôlés par les phases de crues. En effet, ces phases d'augmentation du niveau de la rivière induisent une modification des conditions limites de l'hydrosystème et permettent ainsi la mise en place de processus se déroulant sur des échelles spatio-temporelles différentes. Ainsi les phases de crues induisent :

- des processus rapides d'infiltration et d'exfiltration dont les effets locaux sont circonscrits à la période de crue en temps que telle (montée des eaux, haut débit et récession),
- des processus à plus large échelle affectant le contexte hydrogéologique régional, qui permettent un stockage de l'eau qui est ensuite redistribuée selon une dynamique plus lente au cours des périodes de basses eaux.

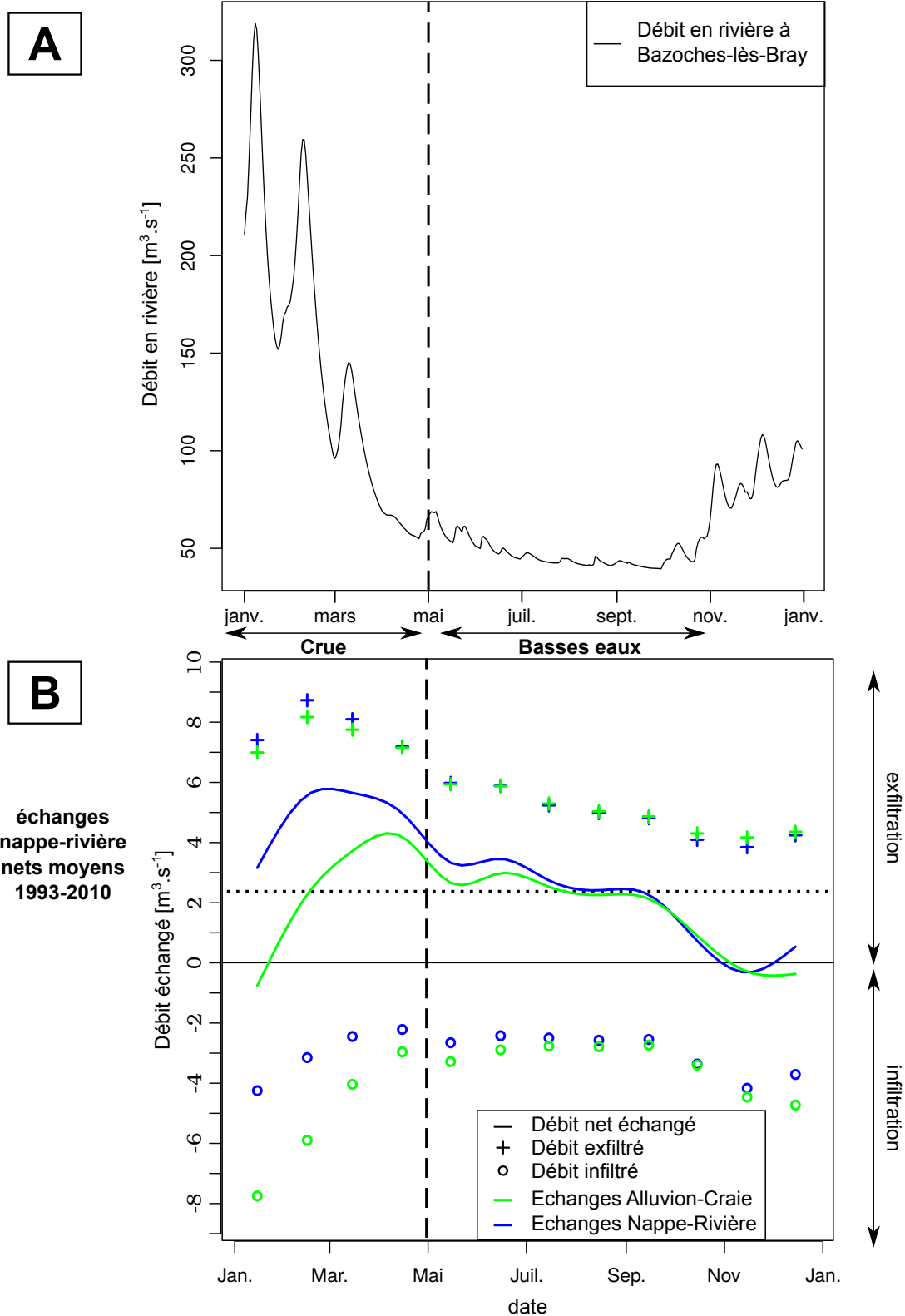


FIGURE 15 – Evolution des échanges mensuels sur la plaine alluviale de la Bassée au cours de l'année civile 2003. A) chronique de débit à la station de Bazoches-les-Bray, B) Chronique des échanges mensuels moyens sur la zone de la Bassée. Sont distingués les échanges nets (ligne pleine), les débits infiltrés (rond), les débits exfiltrés (croix), pour les échanges nappe-rivière (bleu) et les échanges Alluvion-Craie (vert).

5 Conclusion

Une modélisation multi-échelle est réalisée sur la plaine alluviale de la Bassée. Elle s'appuie sur l'emboîtement d'un modèle de la plaine alluviale développé à l'échelle intermédiaire au sein d'un modèle régional de l'hydrosystème. Cette modélisation permet d'étudier l'hydrodynamique de la plaine alluviale et met en évidence la dimension multi-échelle des flux au sein de l'interface nappe-rivière.

Dans un premier temps, les échanges entre l'interface nappe-rivière à l'échelle régionale (la plaine alluviale) et l'aquifère régional (l'aquifère de la Craie) ont été étudiés à l'échelle du cycle hydroclimatique. Cette étude menée en période de crue (représentée par la période de mars-mai 2001), en période de basses eaux (représentée par la période août-octobre 2003) et en période intermédiaire (représentée par la moyenne des échanges sur la période 1993-2010) met en évidence la présence d'un écoulement spiralaire à l'échelle régionale. En effet, les franges de la plaine alluviale alimentent l'aquifère régional qui ré-alimente la plaine au droit de la rivière. Si en période de hautes eaux, l'ensemble de la plaine alluviale alimente l'aquifère régional, en période de basses eaux seule la zone proche de la rivière participe à cette alimentation. Au cours du cycle hydroclimatique, on observe ainsi un resserrement des écoulements spirales autour de la rivière (cf. Fig 12).

D'autre part, l'étude des échanges à l'interface nappe-rivière à une échelle temporelle plus fine met en évidence la complexité des échanges au cours d'une période de crue et montre l'établissement d'une dynamique circulaire des flux à une échelle spatio-temporelle plus fine (cf. Fig 14). En premier lieu, l'augmentation rapide du débit en période de crue modifie localement les conditions limites de la plaine alluviale, de sorte que des réinfiltrations locales de la rivière s'établissent. Toutefois la réactivité importante de l'aquifère alluvial, induite par l'augmentation de la recharge et la stabilisation de la charge en rivière, permet un retour rapide à une situation d'équilibre. En période de hauts débits, une relative stabilité est ainsi atteinte. Les échanges nappe-rivière retrouvent leurs valeurs d'avant la crue. L'alimentation de l'aquifère sous-jacent est maximale mais est compensée par une augmentation de l'exfiltration à proximité de la rivière. La phase de récession s'accompagne quant à elle d'une augmentation brutale de l'exfiltration de l'aquifère alluvial. Cette augmentation présente une double dynamique. La chute rapide de la condition limite définie par la hauteur d'eau en rivière, entraînerait ainsi, dans un premier temps, une vidange de la zone proche rivière avant de mobiliser les zones périphériques et d'induire la diminution progressive de l'alimentation de l'aquifère de la Craie par la plaine alluviale.

Finalement, l'étude de l'hydrodynamique de la plaine alluviale à deux échelles spatio-temporelles distinctes met en évidence l'importance du rôle des phases de crues dans le développement des écoulements spirales à l'interface nappe-rivière. En effet, ces phases d'augmentation du niveau de la rivière induisent une modification des conditions limites de l'hydrosystème et permettent ainsi la mise en place de processus se déroulant sur des échelles plus fines. Ainsi les phases de crues induisent :

- des processus rapides d'infiltration et d'exfiltration dont les effets locaux sont circonscrits à la période de crue en temps que telle (montée des eaux, haut débit et récession).
- des processus à plus large échelle affectant le contexte hydrogéologique régional, qui permettent un stockage d'eau qui est redistribuée selon une dynamique plus lente au cours des périodes de basses eaux.

Ainsi, la double spirale emboîtée mise en évidence par ces travaux de modélisation se développe sur des échelles spatio-temporelles différentes. Cette vision des flux prenant place à l'interface nappe-rivière à l'échelle régionale et intermédiaire permet aussi de mettre en contexte les travaux réalisés à une échelle plus locale dans le cadre de l'Axe 2, Bloc 1 du programme PIREN SEINE.

Bibliographie

Bendjoudi, H., P. Weng, R. Guérin, and J. Pastre (2002). Riparian wetlands of the middle reach of the Seine river (France) : historical development, investigation and present hydrologic functioning. *Jour-*

nal of Hydrology 263, 131–155.

- Bonnet, X., H. Boucasse, P. Defrance, C. Duprez, P. Strosser, Y. Beley, and S. Morardet (2012). Evaluation économique des services rendus par les zones humides : la cas de la plaine alluviale de la Bassée. Technical report, Commissariat général du développement durable.
- Curie, F. (2006). *Rétention de nitrate dans les zones humides riveraines : Rôle des facteurs hydrologiques, géomorphologiques et biogéochimiques. Approche multi échelle dans le bassin de la Seine*. Ph. D. thesis, Université Paris 6.
- Curie, F., A. Ducharne, H. Bendjoudi, and S. Gaillard (2003). Classification et typologie fonctionnelle des zones humides riveraines à l'échelle du bassin de la Seine : élimination et rétention des nitrates. Technical report, PIREN Seine.
- Deleplancque, B., P. Weill, I. Cojan, B. Labarthe, and N. Flipo (2014). Architecture et hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la basse. Technical report, PIREN Seine.
- Flipo, N., B. Labarthe, A. Pryet, F. Baratelli, and P. Goblet (2016). Echanges nappe-rivière à l'échelle du bassin de la Seine. Technical report, PIREN Seine. Dans Interfaces nappe-rivière, Rapport de synthèse 2011-2015.
- Flipo, N., C. Monteil, M. Poulin, C. de Fouquet, and M. Krimissa (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model : long term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water Resources Research* 48, W05509.
- Flipo, N., A. Mouhri, B. Labarthe, S. Biancamaria, A. Rivière, and P. Weill (2014). Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 3121–3149.
- Fustec, E., H. Bendjoudi, S. Gaillard, P. Weng, F. Boyer, P. Boët, O. Schannen, S. Croguennec, and G. Billen (2001). Fonctionnement du territoire basse. Technical report, Piren-Seine.
- Gaillard, S. (1999). *L'Aube : Dynamique morphosédimentaire holocène et fonctionnement actuel d'un hydro-système à faible énergie*. Ph. D. thesis, Université Paris IV. 204 p.
- Gaillard, S., M. Sebilo, D. Brunstein, D. N'Guyen-The, M. Grably, E. Fustec, H. Bendjoudi, J.-P. Bravard, A. Amezal, G. Billen, and A. Mariotti (2002). Typologie et fonctions des zones humides riveraines. Technical report, PIREN Seine.
- Greiner, I. (1997). *Analyse de la variabilité fonctionnelle de la plaine alluviale de la Seine et modélisation des transferts de nitrates*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 241 p.
- Labarthe, B. (2016). *Quantification des échanges nappe-rivière au sein de l'hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle*. Ph. D. thesis, MINES ParisTech, PSL Research University.
- Labarthe, B., N. Flipo, L. Abasq, B. Deleplancque, A. Mouhri, A. Jost, and C. de Fouquet (2014). Première caractérisation hydrodynamique des échanges dans la plaine alluviale de la basse. Technical report, PIREN Seine.
- Labarthe, B., N. Flipo, A. Pryet, F. Baratelli, and A. Rivière (2016 sub). A two-step calibration procedure for integrated hydrosystem models. *Water Resources Research*.
- le Loc'h, G. (1987). *Etude de la composition de la perméabilité par des méthodes variationnelles*. Ph. D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Massei, N., B. Laignel, J. Deloffre, J. Mesquita, A. Motelay, R. Lafite, and A. Durand (2010). Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *Int. J. Climatol.* 30(14), 2146–2154.

- Mégniën, C. (1965). Possibilité aquifère des alluvions du val de seine entre Nogent-sur-Seine et Montereau. Technical report, Bureau de Recherche Géologique et Minière. 452 p.
- Poole, G., S. O'Daniel, K. Jones, W. Woessner, E. Bernhardt, A. Helton, J. Stanford, B. Boer, and T. Beechie (2008). Hydrologic spiralling : The role of multiple interactive flow paths in stream ecosystems. *River Res. Applic.* 24, 1018–1031.
- Renard, P. (1997). *Modélisation des écoulements en milieu poreux hétérogènes-calcul des perméabilités équivalentes*. Ph. D. thesis, école des mines de Paris.
- Schanen, O. (1998). *Analyse et modélisation de l'impact hydrodynamique biogéochimique des lacs de gravières sur la nappe alluviale du Val de Seine*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie. 273 p.
- Tajjar, M. H. (1993). *Modélisation de l'hydrodynamique des échanges nappe-rivière. Simulation d'une lachûre expérimentale en Seine en période d'étiage*. Ph. D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Tóth, J. (1962). A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research* 67(11), 4375–4387.
- Weill, P., B. Labarthe, A. Jost, J. Amestoy, I. Cojan, B. Deleplancque, and N. Flipo (2016). Complexité hydrosédimentaire de la plaine alluviale de la basse. Technical report, PIREN Seine, Rapport de synthèse 2011-2015. Dans Interfaces nappe-rivière, Rapport de synthèse 2011-2015.
- Weng, P., A. Coudrain-Ribstein, A. Talbi, and H. Bendjoudi (1998). Groundwater circulation between alluvial aquifer and underlying senonian chalk in the seine valley. *Phys. Chem. Earth (B)* 24, 151–154.
- Weng, P., A. Coudrain-Ribstein, C. Kao, H. Bendjoudi, and G. de Marsily (1999). Demonstration of strong temporary vertical circulation between wetlands and alluvial and regional aquifers. *Surface Geosciences*.