Influence de la méthode d'estimation des niveaux d'eau dans un réseau hydrographique sur la quantification des échanges nappe-rivière

Firas Saleh[1*], Nicolas Flipo[1], Chantal de Fouquet[1]

[1] Centre de Géosciences, MINES ParisTech, 77305 Fontainebleau, France

*Contact : firas.saleh@mines-paristech.fr

1 Objectifs et contexte de l'étude

L'objectif principal de cette étude pilote est d'améliorer la simulation hydro(géo)logique du bassin de la Seine afin de mieux quantifier les échanges entre les écoulements souterrains régionaux, les systèmes alluvionnaires et le réseau hydrographique. Ces échanges sont caractérisés par une phénoménologie haute fréquence, définie comme la variabilité de la piézométrie de la nappe due aux fluctuations des niveaux d'eau en rivière.

L'étude est menée sur le bassin versant de l'Oise (17 000 km^2) sur la période 1980-2005, avec pour objectif sa généralisation au bassin de la Seine (Figure 1). A cette échelle les échanges nappe-rivière ne peuvent pas être quantifiés directement par des méthodes expérimentales. Nous nous appuierons donc sur des méthodes numériques, qui semblent mieux appropriées, pour quantifier les échanges nappe-rivière à l'échelle régionale.

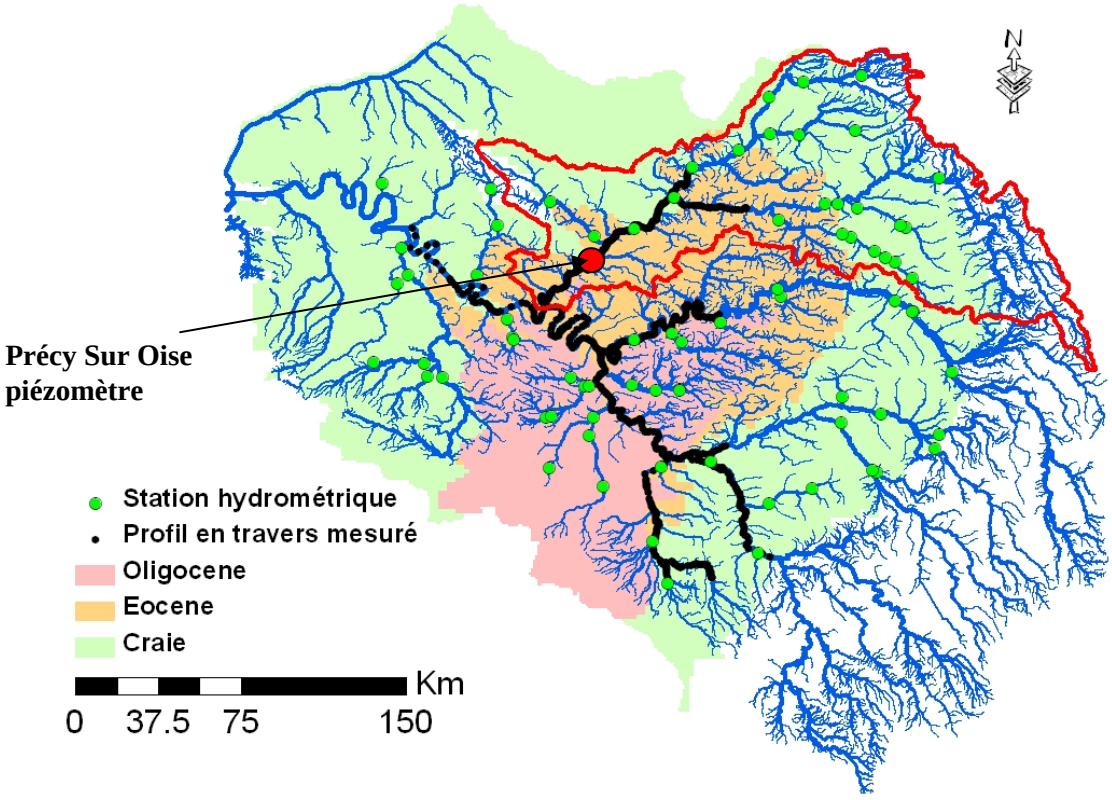


Figure 1. Le basin de la Seine et les données disponibles

2 La plateforme EauDyssée

La plateforme de modélisation intégrée des hydrosystèmes EauDyssée (Monteil., 2011; Saleh et al., 2011) de modéliser les principales composantes du cycle continental de l'eau, en particulier le rôle des écoulements de surface et souterrains sur les relations pluie-débit à l'échelle régionale.

EauDyssée est une version modifiée du code MODCOU (Ledoux et al., 1984) qui a été utilisé de multiples fois pour modéliser les écoulements de surface et souterrains dans des bassins de tailles variées : les bassins de la Haute-Lys et du Caramy ((Ledoux, 1980), 350 et 204 km^2), le bassin du Rhône ((Golaz-Cavazzi, 1999), 26 500 km^2), le bassin de la Seine ((Gomez et al., 2003), 95 500 km^2), le bassin de la Somme ((Korkmaz et al., 2009), 8 205 km^2), le bassin de la Loire ((Monteil., 2011), 117 480 km^2) et la nappe alluviale du Rhin ((Thierion, 2011), 4 655 km^2).

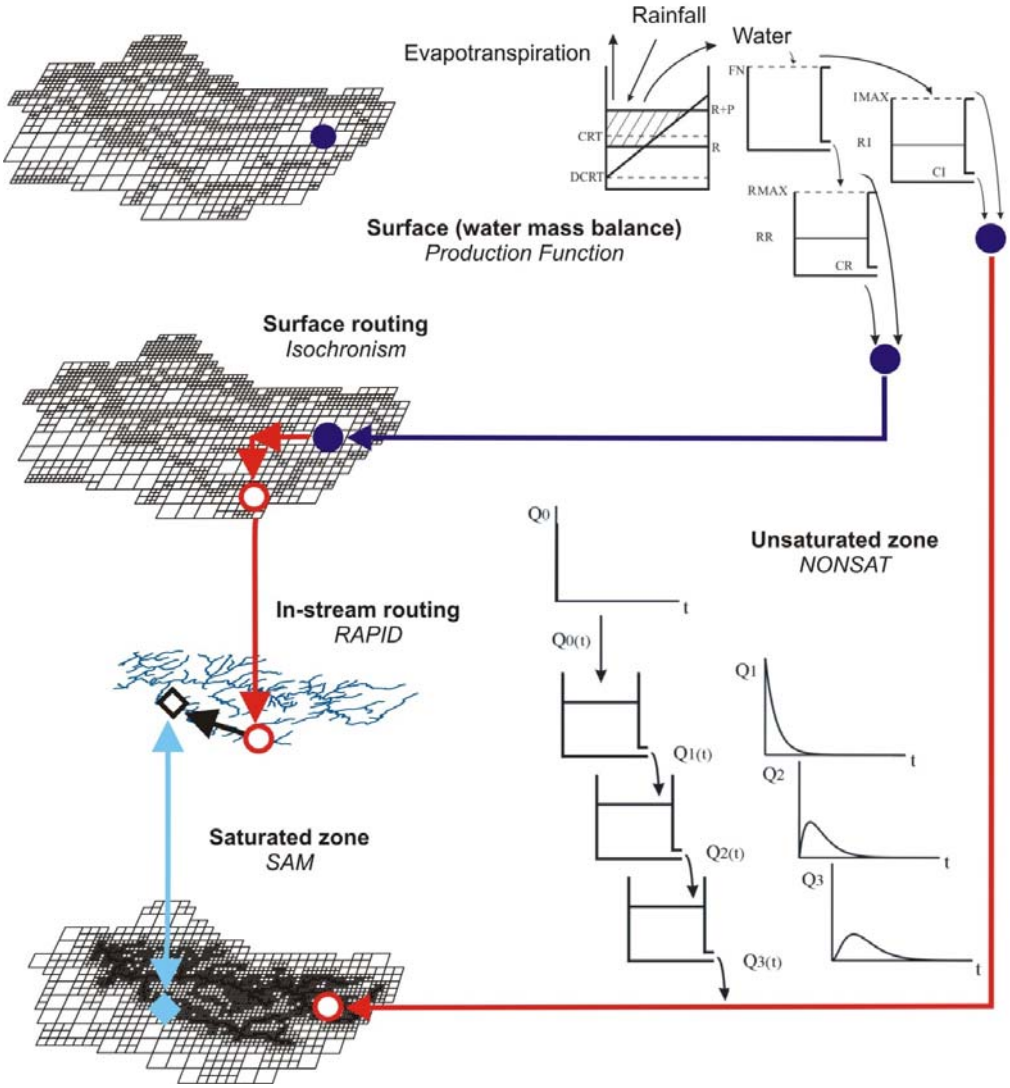


Figure 2 : Schéma conceptuel de fonctionnement de la plate-forme Eau-Dyssée. Les flèches indiquent le transfert de matière entre module. La modification du figuré entre un module de départ et un module d'arrivée indique que la quantité transférée est modifiée par le transfert. Les différentes flèches représentent le séquençage d'un pas de temps de calcul EauDyssée

Ce modèle s'articule autour d'une plateforme qui permet le couplage de modèles simulant le bilan hydrique, les écoulements de surface et souterrain, le transfert en zone non saturée, et les interactions nappe-rivière (Figure 2). Nous nous focalisons sur les simulations des écoulements en rivière et sur les échanges nappe - rivière. Ces derniers sont estimés à partir d'une relation de type loi de Darcy (de Marsily, 1986), en fonction des gradients des niveaux d'eau entre la nappe et la rivière. Les niveaux d'eau en rivière sont calculés pour chaque maille du modèle à partir des débits fournis par EauDyssée (David et al., 2011) et de courbes de

tarage pré-calculées pour chaque maille rivière régionale. Les courbes de tarage constituent des forçages pour EauDyssée (Saleh, 2010). L'étude vise donc à caractériser l'influence de la méthode de calcul des courbes de tarage sur l'estimation des niveaux d'eau en rivière afin de quantifier les échanges nappe-rivière.

3 Simulation des courbes de tarage : données et méthodes

La courbe de tarage en un point d'un cours d'eau décrit la relation entre débit et hauteur d'eau (comptée en cote NGF ou en profondeur).

Aux stations hydrométriques, les mesures du couple (débit Q, profondeur d'eau y) sont effectuées durant des périodes plus ou moins longues. A même débit, la hauteur peut varier entre crue et décrue, ainsi qu'au cours du temps à cause des modifications du milieu (berges, fond de la rivière). Les stations sont généralement distantes de plusieurs dizaines de km. Les courbes de tarage observées sont donc peu nombreuses sur l'ensemble d'un réseau hydrographique, l'amont du bassin étant généralement mal informé (Figure 1).

Par ailleurs, les courbes peuvent être modélisées grâce aux modèles hydrauliques déterministes. Par exemple, un modèle hydraulique de type Saint-Venant 1D construit par le DIREN ile de France / le Service de Prévision des Crues Seine Moyenne-Yonne-Loing (SPC SMYL) est ainsi disponible pour une partie du bassin de la Seine dont le pas de discrétisation varie de 0,25 à 2,50 km environ (Lacaze et al., 2011). Les courbes DIREN fournies (débit Q, hauteur d'eau Z) sont discrétisées en 4273 points.

3.1 Données disponibles

En général, les données disponibles pour modéliser les écoulements et les courbes de tarage en rivière peuvent être classifiées en deux catégories : données morphologiques mesurées à l'échelle locale et/ou intermédiaire, et données morphologiques disponibles à l'échelle régionale.

A l'échelle locale, les données comprennent notamment des profils longitudinaux et en travers des cours d'eau à haute résolution. Elles nous permettent de modéliser les relations entre débit et niveau d'eau à cette échelle par des modèles hydrauliques déterministes (ex. Navier–Stokes 3D, Saint-Venant). Sur le bassin de la Seine nous disposons des 665 profils en travers (données DIREN) sur l'amont des principaux affluents dont 179 sur l'Oise (Figure 1).

A l'échelle régionale, la nécessité d'utiliser ces données à haute résolution par les modèles hydrauliques est beaucoup plus limitante d'un point de vue pratique, puisque le routage de débit couvre de très longues étendues et que le coût d'obtention des données suffisantes sur la section peut être prohibitif.

Les données disponibles à l'échelle régionale comprennent 80 courbes de tarage observées aux stations hydrométriques (Banque hydro), les largeurs de plein bord issues de la Base des Données CARTHAGE (BD CARTHAGE, IGN) ainsi qu'un MNT à 50 m (Figure 1).

3.2 Plusieurs méthodes d'estimation

Trois méthodes d'estimation des courbes de tarage sont testées pour définir les courbes de tarage en chaque maille rivière du modèle EauDyssée sur le bief principal de l'Oise (Figure 3). A ce stade, nous gardons l'état de référence (cote constante imposée) pour les autres biefs de bassin (Gomez et al., 2003).

a) **M-SV** : Méthode de changement d'échelle (de l'échelle locale vers l'échelle régionale) pour construire le lien entre débits et niveaux d'eau par un modèle hydraulique de type 1D Saint-Venant intégrant des données morphologiques mesurées (Saleh et al., 2011). Cette méthode, validée sur le bassin de l'Oise avec des données morphologiques précises, sera utilisée comme référence pour la comparaison aux deux classes de méthodes suivantes.

b) Interpolations géostatistiques (de Fouquet, 2006; Matheron, 1970) en long des courbes de tarage :

   Deux cas ont été examinés, selon les informations utilisées en entrées :

   - **M-GD** : Interpolation des courbes de tarages issues du modèle hydraulique MIKE II (DIREN Ile-de-France)
   - **M-GO** : ajustement et interpolation des courbes de tarage mesurées aux stations

hydrométriques

c) **M-MS** : utilisation de la formule simplifiée de Manning-Strickler pour calculer la relation hauteur-débit.

Seules les classes de méthodes b et c sont détaillées dans la suite, soit trois types d'estimation des hauteurs d'eau en rivière : M-GD, M-GO et M-MS.

Quelle que soit la méthode utilisée, l'objectif est de définir une courbe de tarage par maille rivière EauDyssée. Ces mailles rivière définissent le réseau hydrographique simulé par EauDyssée, Il s'agit de mailles carrées de 1km de côté (Figure 3). Dans le cadre du modèle de l'hydrosystème Seine utilisé dans ce travail, le modèle simule 6480 km de rivières, soit approximativement l'ensemble du réseau hydrographique depuis les ordres 4 de Strahler. Précisément le modèle simule l'ensemble du réseau hydrographique drainant un bassin versant de plus de 250 km^2. Ce réseau hydrographique est issu d'un traitement du MNT à 75 km (Gomez et al., 2003) réalisé à l'aide du logiciel HydroDEM (Leblois, 2008). De par son origine, le réseau de mailles rivière d'EauDyssée ne correspond donc pas exactement spatialement au réseau hydrographique renseigné dans la Base de données CARTHAGE (Base de Données sur la CARtographie THématique des AGences de l'eau et du ministère de l'Environnement, http://sandre.eaufrance.fr). Dans la suite du travail, il a donc été décidé d'effectuer l'interpolation des courbes de tarage aux points kilométriques (PK) correspondant à la projection du centre des mailles rivière sur le réseau hydrographique CARTHAGE. Ainsi les distances considérées pour les interpolations sont celles calculées suivant le linéaire du réseau hydrographique de CARTHAGE.

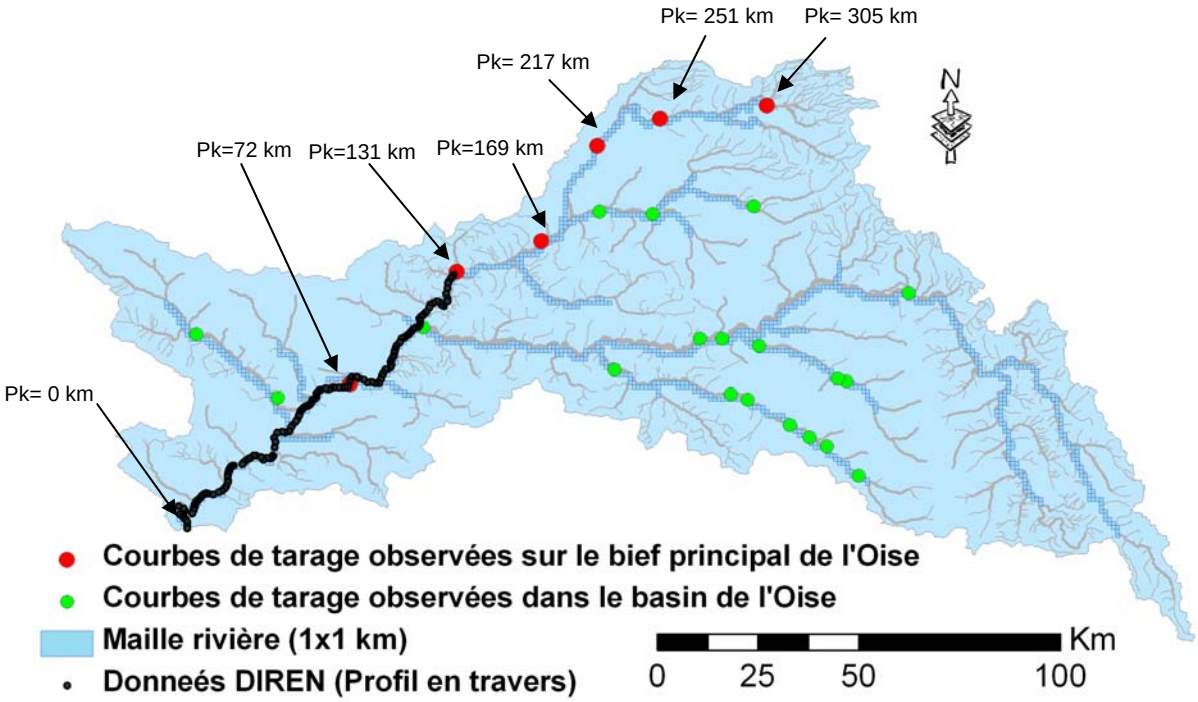


Figure 3 Le réseau hydrographique de l'Oise représenté par des Mailles rivières Eau-Dyssée (1 km x 1 km), 1076 mailles rivière dont 290 sur le bief principal de l'Oise

3.3 Interpolation du modèle hydraulique DIREN (M-GD)

Dans cette méthode, seules les sorties du modèle DIREN sont utilisées. En chaque section simulée par le modèle un ensemble de couples débit-côte de la surface libre est disponible (4273 par section).

Le modèle DIREN permet de simuler 790 km du réseau hydrographique de la Seine à l'aide de 784 sections renseignées, soit un pas d'espace irrégulier variant de 250m à 2000m environ. Sur l'aval de l'Oise, nous disposons de 181 profils en travers (Figure 3).

Le choix s'est délibérément orienté vers des méthodes simplifiées, au vu de la qualité qui s'est révélée

discutable des données d'entrée. Les confluences ne sont pas traitées spécifiquement, les interpolations étant effectuées par tronçon. Aux extrémités des tronçons, le modèle DIREN est donc extrapolé.

Pour mieux décrire la montée de l'eau aux faibles débits, la possibilité d'un maillage adaptatif par tronçon a été retenue (Figure 4), alternativement à une discrétisation du débit à pas constant sur le tronçon.

Par tronçon, la moyenne des courbes de tarage du modèle DIREN est calculée. Cette courbe $(Z^m_{DIREN}, Q^m_{DIREN})$ sans signification physique, est ensuite ajustée automatiquement par un modèle du type :

$$Z = Z_f + bQ^\alpha \qquad \text{Équation 1}$$

Z_f : Cote NGF du fond de la rivière
Z : Cote NGF du niveau d'eau en rivière
b, α : paramètres

La relation est ensuite inversée pour construire une discrétisation irrégulière en Q (à nombre de pas fixé par l'utilisateur) à partir d'une discrétisation régulière en Z :

$$Q = \left(\frac{Z - Z_f}{b} \right)^{1/\alpha} \qquad \text{Équation 2}$$

Afin d'inclure dans la discrétisation les bornes en débit du modèle DIREN, les bornes de la discrétisation en Z sont obtenues en ajoutant la transformée par l'équation 1 des bornes en débit du modèle DIREN sur le tronçon.

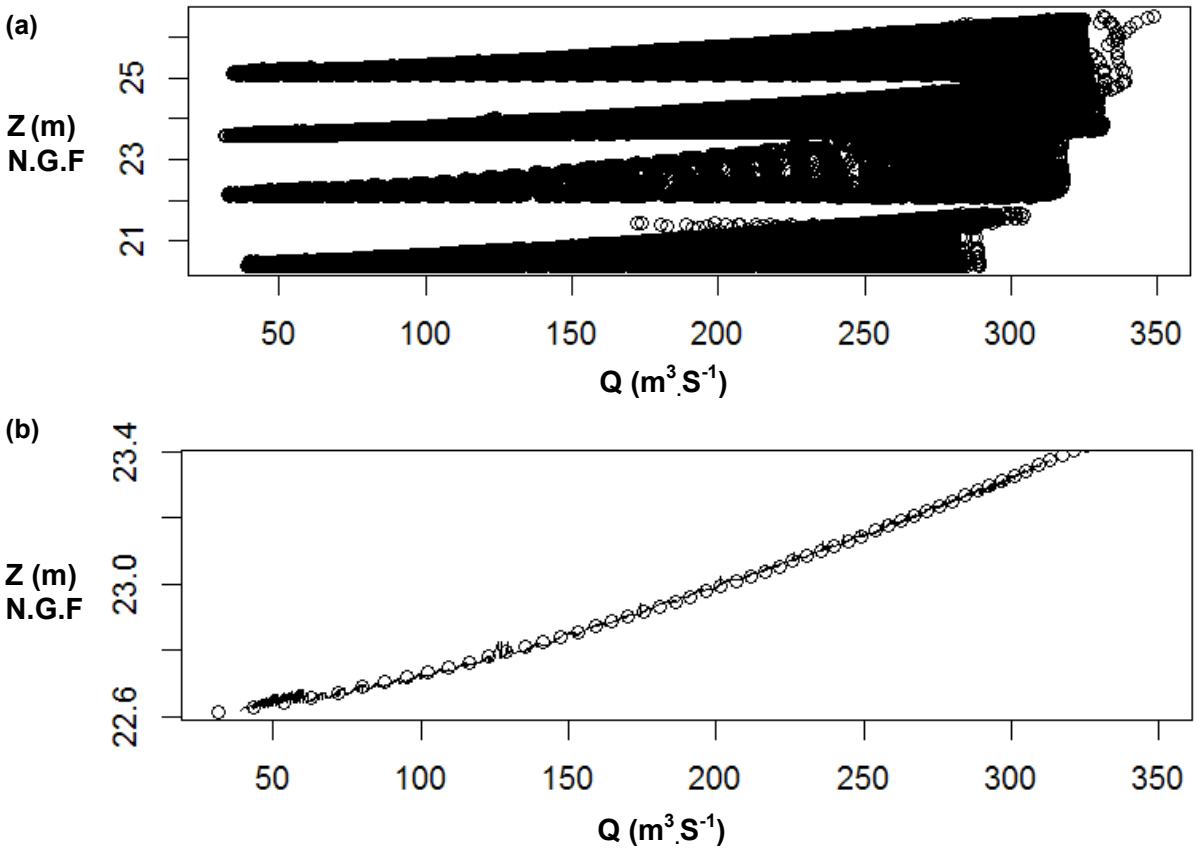


Figure 4. Modèle DIREN pour un tronçon du L'Oise. a) Superposition des courbes de tarage du tronçon b) ajustement d'une relation fonctionnelle du type $Z = Z_f + bQ^\alpha$ *et maillage adaptatif pour le débit Q (60 points, représentés par les cercles). Débit en abscisse, cote NGF en ordonnée.*

Le calage automatique de l'équation 2 s'avérant parfois impossible du fait de courbes douteuses issues du modèle DIREN, l'alternative entre maillage adaptatif et maillage régulier a été laissée au choix de l'utilisateur. Grâce à cette discrétisation, le nombre de points définissant une courbe de tarage en une section du modèle DIREN est ramenée de 4273 à 60 dans le cas présent. Aux forts débits, la hauteur d'eau est extrapolée par une constante car en forte crue, la rivière déborde et s'étale dans son lit majeur. L'hypothèse forte est faite que son niveau n'augmente alors plus.

La discrétisation des courbes de tarage en classe de débit étant uniforme par tronçon de cours d'eau, l'interpolation en long en chaque maille rivière de EauDyssée (tous les kilomètres) est rudimentaire. La hauteur est interpolée linéairement entre section du modèle DIREN pour chaque classe de débit, reconstituant ainsi une courbe de tarage (Figure 5). L'extrapolation aux extrémités des tronçons est effectuée à hauteur d'eau constante et les confluences n'ont pas été traitées.

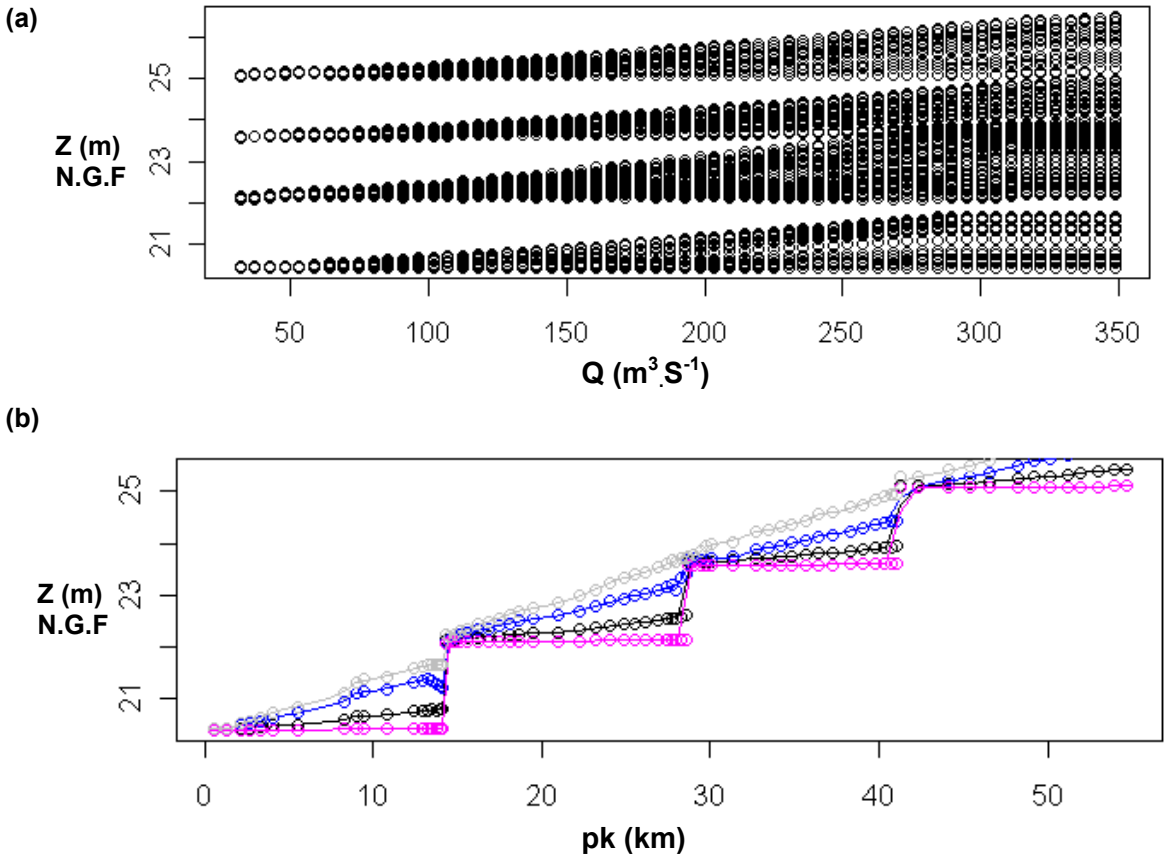


Figure 5.Oise. a) Superposition sur un tronçon de l'ensemble des courbes de tarage DIREN discrétisées (cf. Figure 4.a. réduite à 60 points par courbe) et b) superposition des « profils en long » pour différents pas de débit. Il n'y a pas d'interpolation en long.

3.4 Interpolation des courbes observées (M-GO)

Cette méthodologie utilise les courbes de tarage disponibles aux stations limnimétriques (Figure 1 et Figure 3). Sur le bief principal de l'Oise, nous avons 6 courbes de tarage observées qui sont disponibles tous les 58 km en moyenne (Figure 3 et Figure 7). Si le modèle DIREN disposait de nombreuses stations, nous avons ici affaire à un jeu de données assez « minimaliste » qui présente l'intérêt de pouvoir être utilisé de manière générique sur d'autres bassins. Examinons quelles informations morphologiques pourraient compléter ces données :

- ✓ Le modèle hydraulique DIREN pourrait servir à renseigner la morphologie et l'altitude du lit mineur

des rivières (Figure 6) ;

- ✓ Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à maille 50m est disponible partout mais ne « voit » pas le fond de la rivière.

Le MNT ne permet pas à lui seul d'accéder à la côte de fond de rivière. La géométrie réelle issue du modèle DIREN est choisie comme référence pour la cote du fond de rivière et le niveau d'eau à calculer pour le modèle Eau-Dyssée est (Figure 6b):

$Z = Z_f + y$ Équation 3

Z : Cote NGF de niveaux d'eau en rivière
Z_f : Cote NGF du fond de la rivière
y : Tirant d'eau par rapport au fond de la rivière

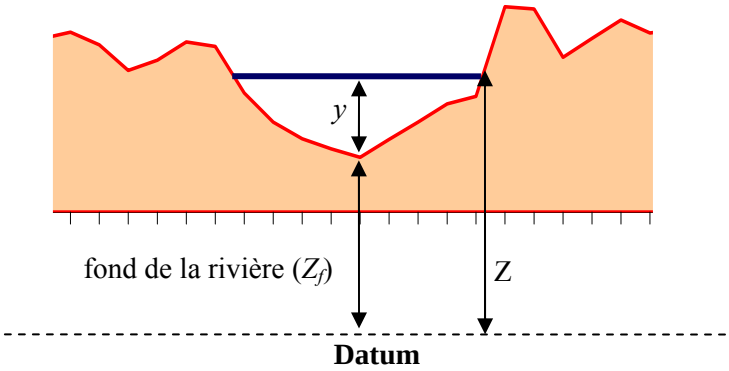


Figure 6. Exemple de profil en travers

Les courbes de tarage univoques classiquement retenues pour estimer le débit à partir des niveaux d'eau sont une source d'erreur dans la mesure des flux hydrologiques car elles masquent l'hystérésis (montée et descente de crue). De plus une courbe de tarage n'est pas une relation stable à long terme du fait par exemple de l'évolution morphologique des fonds de rivière. Par ailleurs une courbe de tarage n'intègre pas la notion de synchronisation des évènements hydrologiques. Ainsi, interpoler entre courbes observées (suivant les profils en long) peut conduire à mélanger différents épisodes. Il faut donc faire attention en ajustant l'équation 1 à l'ensemble des stations hydrométriques (Figure 7).

Aux stations hydrométriques, la question se pose donc du choix d'une courbe de tarage parmi les courbes observées à différentes périodes, ou de la reconstitution d'une « courbe observée » combinant plusieurs périodes, ou encore de l'utilisation simultanée de l'ensemble des « courbes » observées disponibles.

Par ailleurs, la hauteur d'eau est comptée à partir du bas de l'échelle en place sur le site, qui ne coïncide pas avec le fond de la rivière. Cette différence qui n'est pas systématiquement reportée reste donc actuellement inconnue. En étiage, la hauteur d'eau peut être négative si le bas de l'échelle est trop haut par rapport au fond de la rivière.

Les courbes observées sont donc définies à une constante près, inconnue mais supposée fixe par station et variable entre stations. Il faut donc « recaler » les courbes, ou « filtrer » la constante inconnue.

Pour surmonter ces difficultés, différentes méthodes sont envisageables :

1. Interpolation des courbes de tarage observées ;
2. Interpolation des courbes observées, en introduisant quelques courbes DIREN (après une épuration stricte) entre les stations hydrométriques pour améliorer la précision de l'interpolation ;
3. Modélisation des courbes observées par une relation du type équations 1 puis interpolation des courbes ainsi modélisées via l'interpolation des paramètres b(x) et α(x).

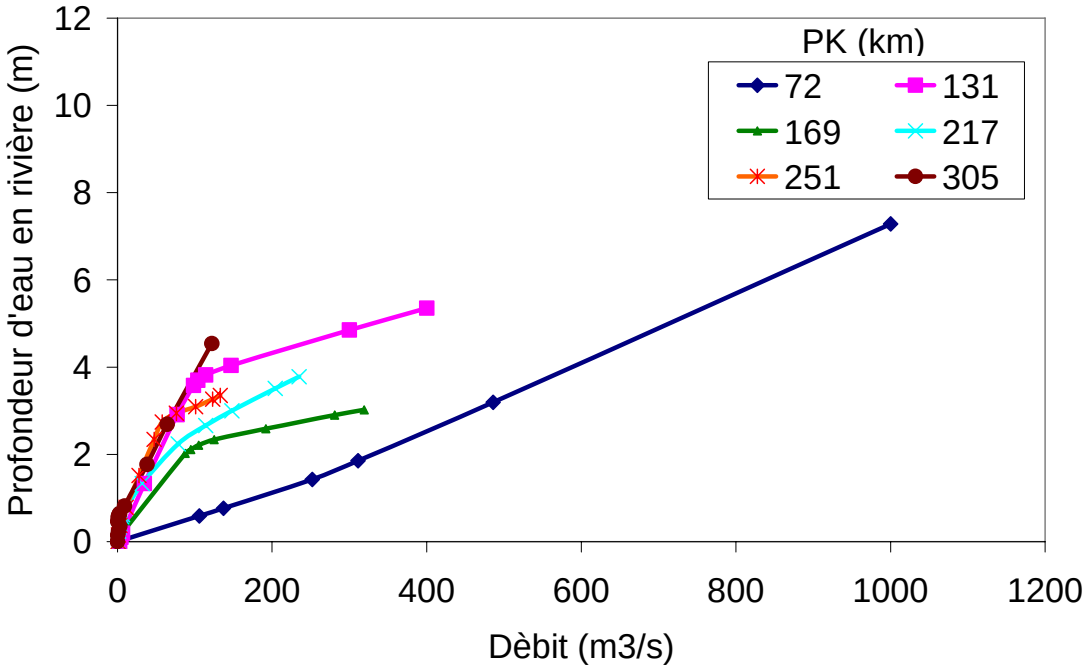


*Figure 7. Courbes de tarage observées sur l'Oise et leurs pk, disponible tous le 58 km en moyenne sur le bief principale de l'Oise (*Figure 3*)*

Fonder l'interpolation des courbes sur l'équation 1 (troisième méthode) permet d'étendre l'utilisation du modèle interpolé à de grandes plages de débits, non observés ou absents du modèle DIREN. Cette méthode a donc été retenue. Cependant les points suivants ne sont pas traités dans cette étude préliminaire :

- ✓ **Validité des paramètres des courbes de tarage dans différents contextes hydrologiques**. Les paramètres des courbes de tarage sont ajustés à partir des débits observés. Leur validité dans d'autres conditions hydrologiques non observées n'est pas assurée. On pense notamment aux étiages très sévères ainsi qu'aux fortes crues.
- ✓ **Discontinuités hydrauliques anthropiques : les barrages.** A proximité des barrages, l'équation 1 ne permet pas de reproduire les paliers résultant de la régulation de la hauteur d'eau. Cette relation est donc inadaptée pour décrire les courbes de tarage à échelle fine, à proximité des discontinuités.
- ✓ **Continuité de la charge hydraulique aux confluences.** L'interpolation nécessite de préciser la description de la relation (débit, profondeur) aux confluences. Dans cette étude les interpolations sont réalisées par bief de rivière sans respecter les propriétés hydrauliques des confluences.

La cote du fond de la rivière, $Z_f(x)$, est le paramètre le plus problématique pour l'interpolation. Il est estimé en utilisant le MNT comme variable auxiliaire. Les paramètres b(x) et α(x) ajustés sur une sélection de courbes DIREN supposées réalistes sont également utilisables comme variables auxiliaires. Les paramètres $Z_f(x)$, b(x) et α(x) peuvent être estimés conjointement, ou séparément (pour simplifier, ou si les résultats d'une première série d'ajustements ne fait pas apparaître de liaison entre eux).
Cette dernière méthode revient à décomposer l'interpolation en deux étapes :

1. interpolation de la cote du fond de la rivière ;
2. interpolation de la profondeur d'eau, qui rajoutée à la cote NGF du fond de la rivière fournit la cote NGF de la surface.

3.4.1 Interpolation de la cote du fond de la rivière

Vu les données dont nous disposons, l'interpolation de la cote du fond de la rivière est une tâche ardue. Les trois sous-sections suivantes illustrent les précautions à prendre pour mener à bien cette interpolation.

3.4.1.1 Essai d'estimation à l'aide du MNT et des stations limnimétriques

Le MNT est connu au centre des mailles rivières, mais il est inexact (il ne « voit » pas la profondeur de la rivière, mais donne l'évolution globale). De plus, la rivière ne passant pas nécessairement par le centre de la maille, l'affectation à un pK donné de la cote MNT du centre de la maille rivière la plus proche génère une erreur de localisation qui n'est pas négligeable. Supposée plus précise, la cote du fond de la rivière n'est disponible qu'aux stations limnimétriques (6 points). La Figure 8 montre que dans certains secteurs le MNT est sous la cote du fond renseignée par les stations limnimétriques. Ces données MNT sont supprimées dans la suite (Figure 8).

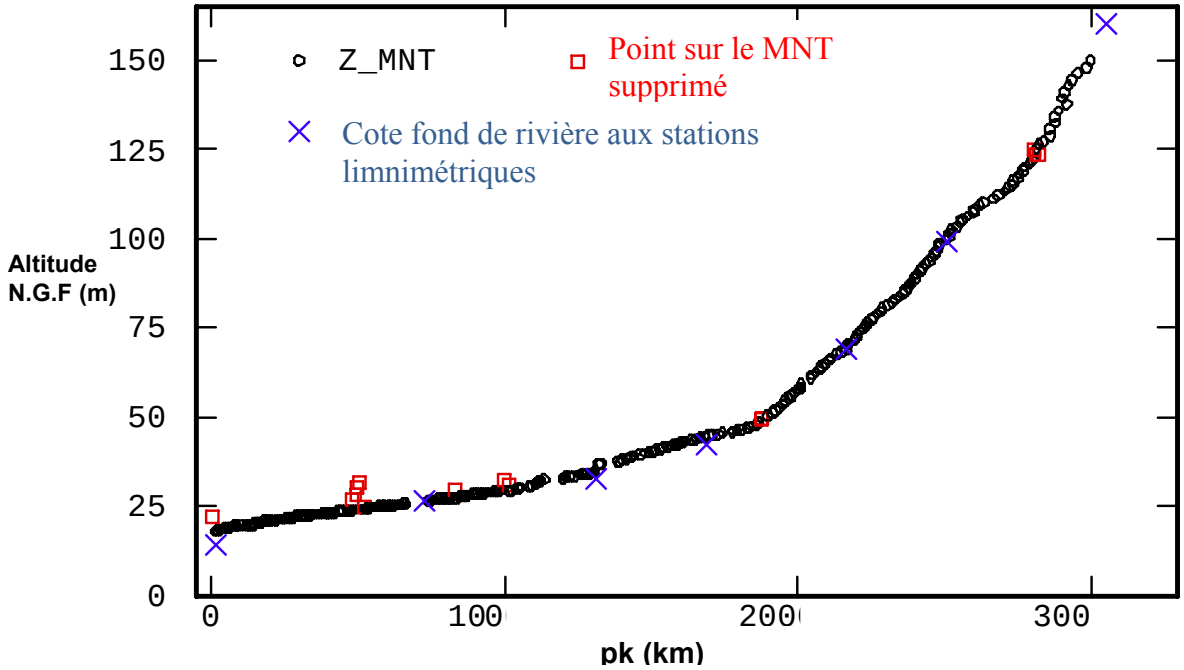


Figure 8 Cote MNT au centre des mailles rivières, et cote du fond de la rivière aux stations limnimétriques

Interpolant le MNT aux pK des stations hydrométriques, on en déduit, par différence avec la cote de fond des stations hydrométriques (Z_{St}) la profondeur en ces points (Figure 9 et Figure 10). Différentes méthodes d'interpolation fournissent des résultats voisins, à savoir une profondeur trop faible en plusieurs stations. Les incohérences entre la cote MNT au centre des mailles rivières et la cote de fond de rivière aux stations hydrométriques apparaissent clairement.

Cette profondeur est ensuite interpolée puis soustraite à la cote du MNT (Z_{MNT}) pour toutes les mailles rivières. L'interpolation linéaire et celle par inverse des distances ont été testées (Figure 10).

D'autres méthodes d'interpolation ont également été essayées : cokrigeage avec Z_{MNT} de la cote de fond (Z_f)à partir des cotes de fond aux stations hydrométriques (Z_{st}), ainsi que le krigeage de Z_f à partir de Z_{st} avec Z_{MNT} en dérive externe. Dans tous les cas le problème de la trop faible profondeur aux « points expérimentaux » se retrouve, propagé par interpolation à d'autres pK.

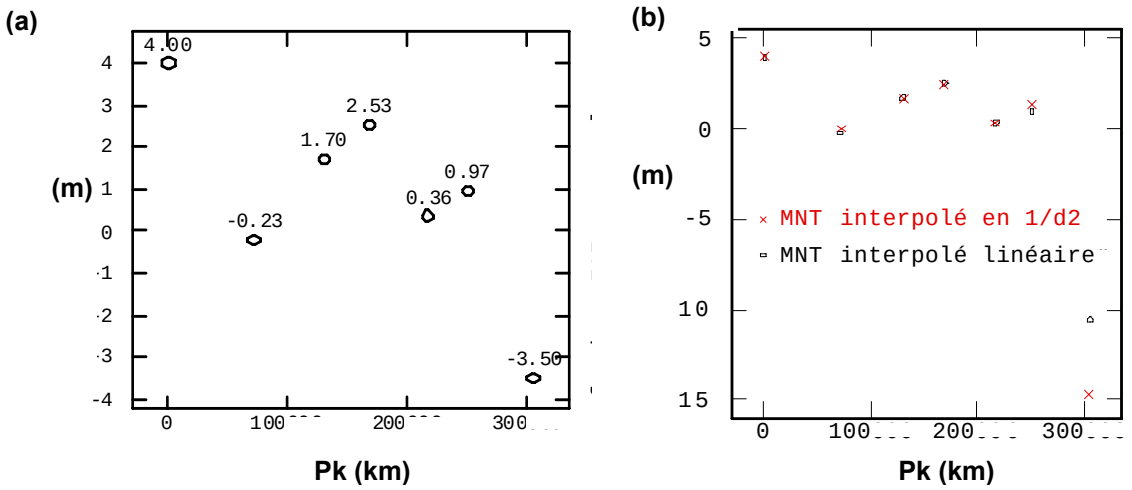


Figure 9 Profondeur aux stations hydrométriques, calculée comme la différence entre le MNT interpolé et la cote du fond de la rivière aux stations limnimétriques. a) La profondeur estimée est reportée (en m) et b) comparaison de deux interpolations linéaire et 1/d2 (par inverse quadratique de la distance)

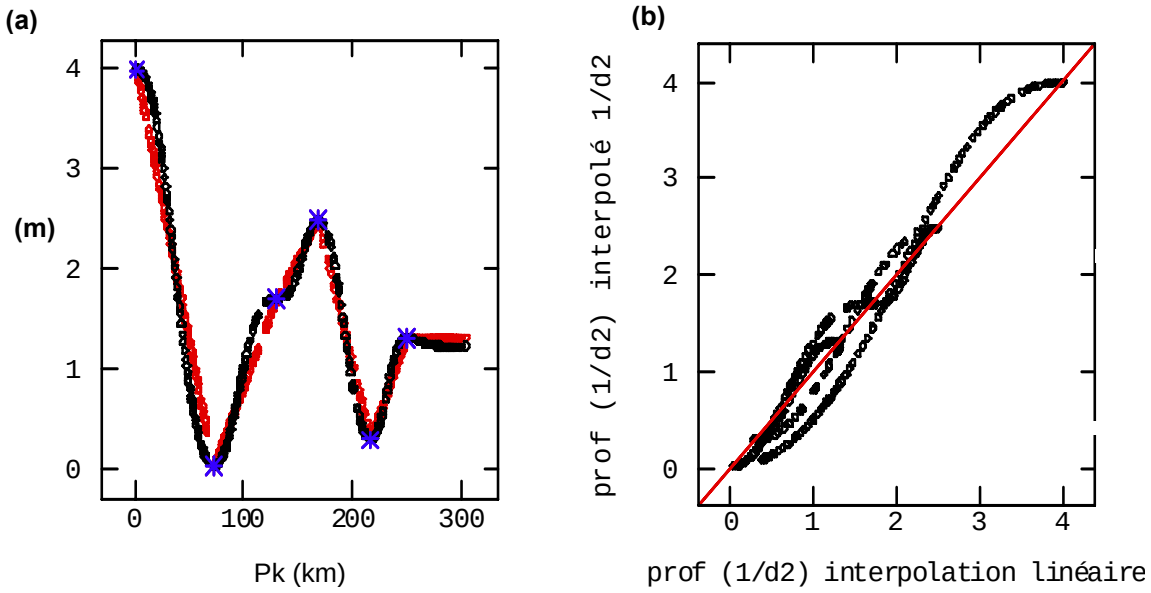


Figure 10 a) profils longitudinal des profondeurs d'eau de plein bord b) Comparaison de deux interpolations de la profondeur (prof) : linéaire (rouge) et par inverse quadratique de la distance (noir)

3.4.1.2 Recherche d'une relation empirique entre surface drainée et profondeur du lit mineur

Pour résoudre ce problème, nous avons recherché une relation empirique (Held, 2011) entre la surface drainée et la profondeur du lit mineur mesurée à partir des données DIREN disponibles afin de déterminer la cote de fond de rivière à l'amont et dans les PK intermédiaires de l'Oise. Les profondeurs ont été calculées à partir de simulations hydrauliques mais les résultats montrent qu'il n'y avait pas de corrélation significative dans le cas de l'Oise (Figure 11).

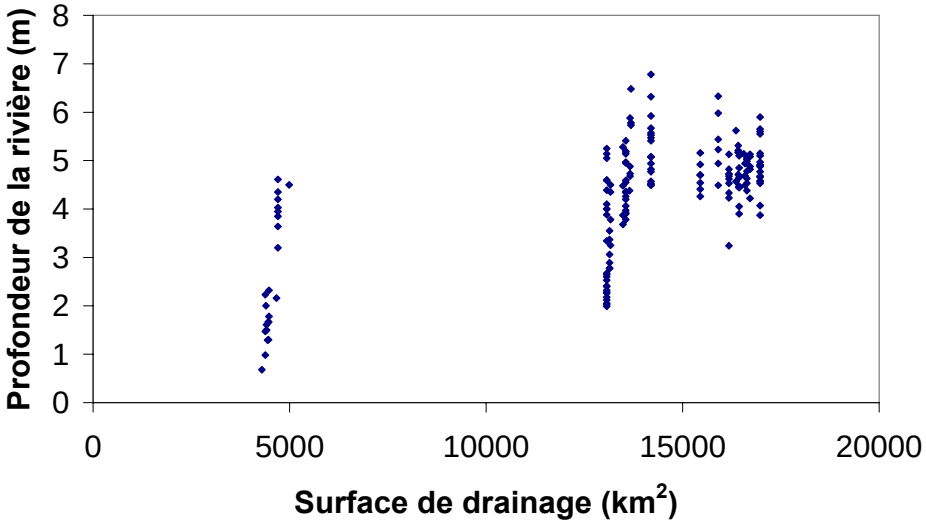


Figure 11 Relation entre relation empirique entre surface drainée et profondeur du lit mineur de l'Oise

3.4.1.3 Estimation des profondeurs du lit mineur sur un réseau hydrographique

Les deux méthodes précédentes (sections 3.4.1.1 et 3.4.1.2) ne décrivent pas précisément l'altitude du fond de la rivière sur l'Oise. Celle-ci a finalement été calculée en prenant comme référence la surface libre à l'étiage simulée par un modèle hydraulique (Figure 12) (Saleh et al., 2011). Ce dernier a été utilisé pour la partie aval de bassin (130 km de longueur). Cette méthode n'est pas adaptée à l'échelle régionale car nous ne disposons pas toujours d'un modèle hydraulique synthétisant des géométries mesurées. Quant à l'amont de bassin nous avons utilisé les profondeurs issues de la BD CARTHAGE (1 m de profondeur fixe). Ces résultats montrent donc la nécessité de trouver un compromis entre les données disponibles pour décrire la profondeur du lit mineur avant de faire l'extension des courbes de tarage observées sur la Seine. Les profondeurs issues de cette méthode vont être utilisées par la suite dans M-MO et M-MS pour en déduire les niveaux d'eaux (section 3.42 et 3.4.3).

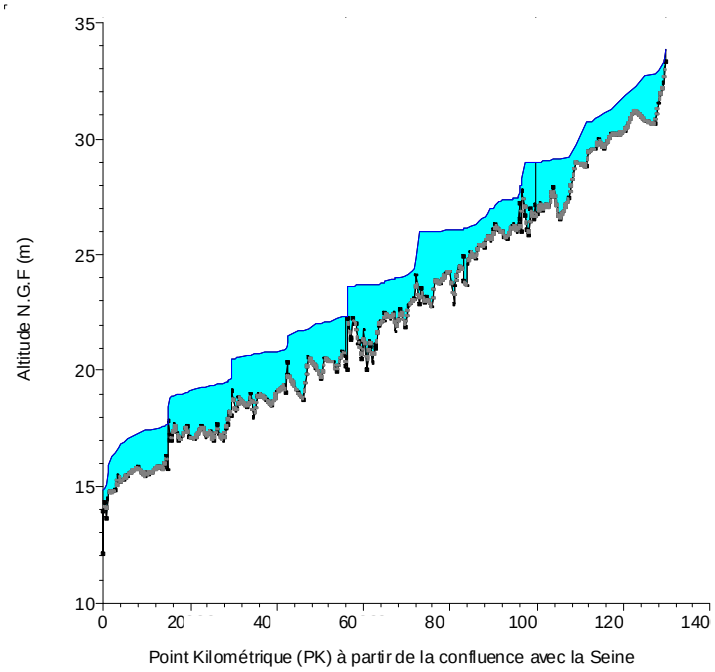


Figure 12 La surface libre à l'étiage simulée par la simulation de référence (M-SV) sur la partie aval de l'Oise

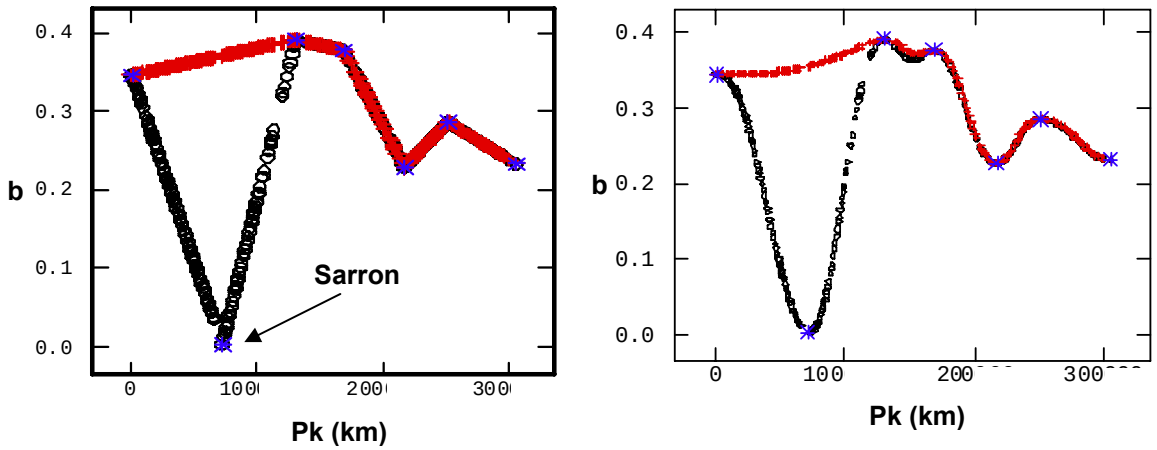
3.4.2 Profondeur d'eau : interpolation des paramètres de la relation y(x)= b(x).Qα(x)

Les paramètres b et α sont déduits de l'ajustement des courbes expérimentales de la profondeur *y* d'eau en fonction du débit par station (effectuée à l'aide du logiciel R).

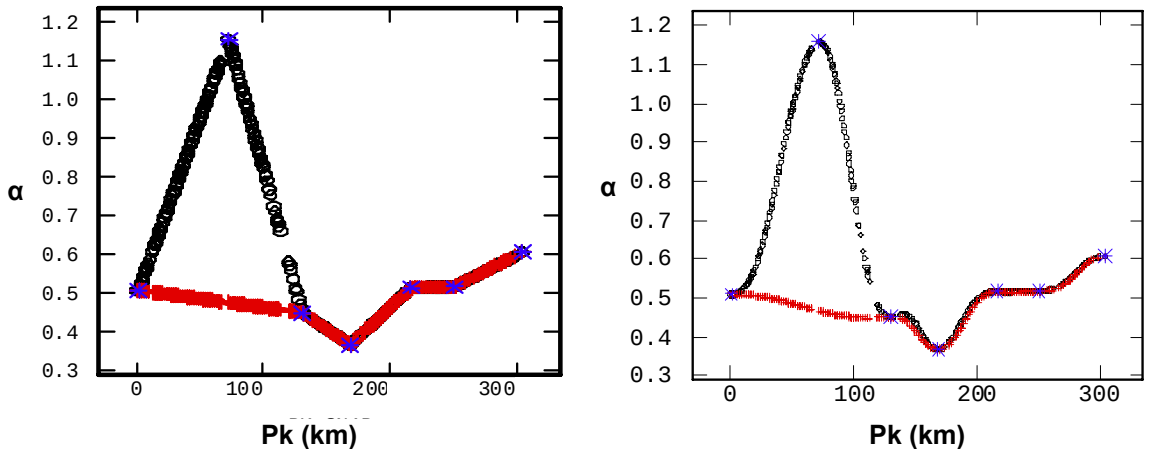
La géostatistique distingue l'interpolation, procédé purement algorithmique, de l'estimation, effectuée en tenant compte de la variabilité du phénomène. Sept données étant insuffisantes pour calculer un variogramme, deux méthodes d'interpolation sont comparées : l'interpolation linéaire (correspondant au variogramme linéaire à 1 dimension) et l'interpolation par inverse du carré des distances (Figure 13).

Le site de Sarron (pk =72 km) fait apparaître une anomalie (Figure 13), explicable par la large distance entre les courbes de tarage observées (58 km en moyenne) et les variabilités locales des courbes. Dans la suite, les valeurs ajustées pour ce site ne sont plus prises en compte pour l'interpolation.

L'interpolation linéaire des paramètres a été retenue pour la mise en œuvre du modèle hydrodynamique (courbe rouge Figure 13)



a) Interpolation du coefficient b, linéaire (gauche) ou par inverse du carré des distances (droite), en prenant en compte les données de la station hydrométrique Sarron (PK=72 km) (noir), ou sans les données Sarron (rouge)



b) Interpolation de l'exposant α, linéaire (gauche) ou par inverse du carré des distances (droite), en prenant compte *les données de la station hydrométrique sarron (PK=72 km) (noir), sans les données sarron (rouge)*

*Figure 13 Interpolation des paramètres ajustés sur les courbes de tarage expérimentales. Les * (bleu) indiquent les valeurs ajustées sur les courbes de tarage expérimentales*

3.5 Utilisation de la formule Manning-Strickler

La formule de Manning Strickler permet de calculer le débit et la vitesse d'un cours d'eau en fonction de la pente du fond de la rivière, du rayon hydraulique et de la rugosité moyenne :

$$Q = K_s R^{2/3} I^{0.5} S$$

Équation 4

Ks : coefficient de Strickler ou de rugosité de la rivière [$L^{1/3} \cdot T^{-1}$]

R : rayon hydraulique [L]

I : pente [sans dimension]

S : section mouillée [L^2]

Le rayon hydraulique se calcule par la formule R = S/P où P est le périmètre mouillé du lit [L].

Pour simplifier la présentation, nous supposerons la rivière suffisamment large (largeur de plein bord Lpb) par rapport à sa profondeur, et de forme rectangulaire. Dans ce cas le rayon hydraulique devient sensiblement égal au tirant d'eau (y) et la formule devient :

$$Q = K_s . L_{pb} . y^{5/3} . I^{0.5} \quad \text{ou} \quad y = Q \left[\frac{1}{K_s . L_{pb} . I^{0.5}} \right]^{3/5}$$

Équation 5

L' Équation 5 montre qu'à débit égal, le tirant d'eau (y) est diminué par rapport à la situation antérieure. Toutefois, elle permet de calculer le tirant d'eau par rapport au fond de la rivière dans chaque maille rivière à partir des débits routés par EauDyssée (David et al.) et les informations disponibles sur les largeurs de plein bord (Lpb).

Le coefficient de Manning est égal à 0.028 (i.e Manning Strickler = 35) pour toutes les mailles rivière. Cette valeur du coefficient de Manning a été obtenue lors du calage du modèle M-SV (Saleh et al., 2011). Les largeurs de plein bord (Figure 14) sont issues de la Base de Données CARTHAGE et la pente longitudinale (I) est issue d'un MNT. Les tirants d'eaux calculés par cette méthode sont ensuite superposés sur les altitudes de fond de la rivière (Section 3.4.1)

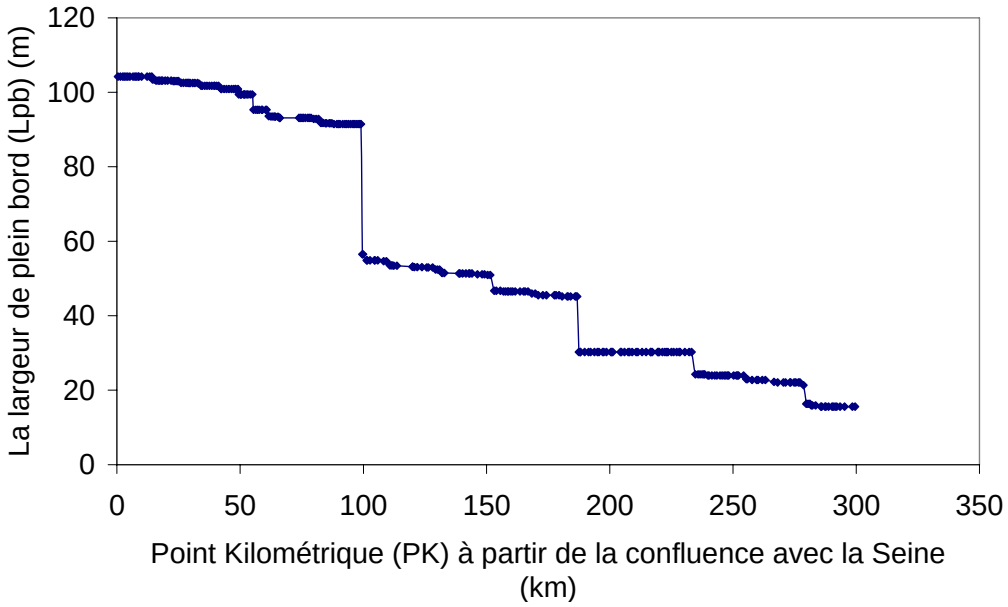


Figure 14 Largeurs de plein bord de l'Oise vs. Point Kilométrique (PK) à partir de la confluence avec la Seine

4 Comparaison des différentes méthodologies

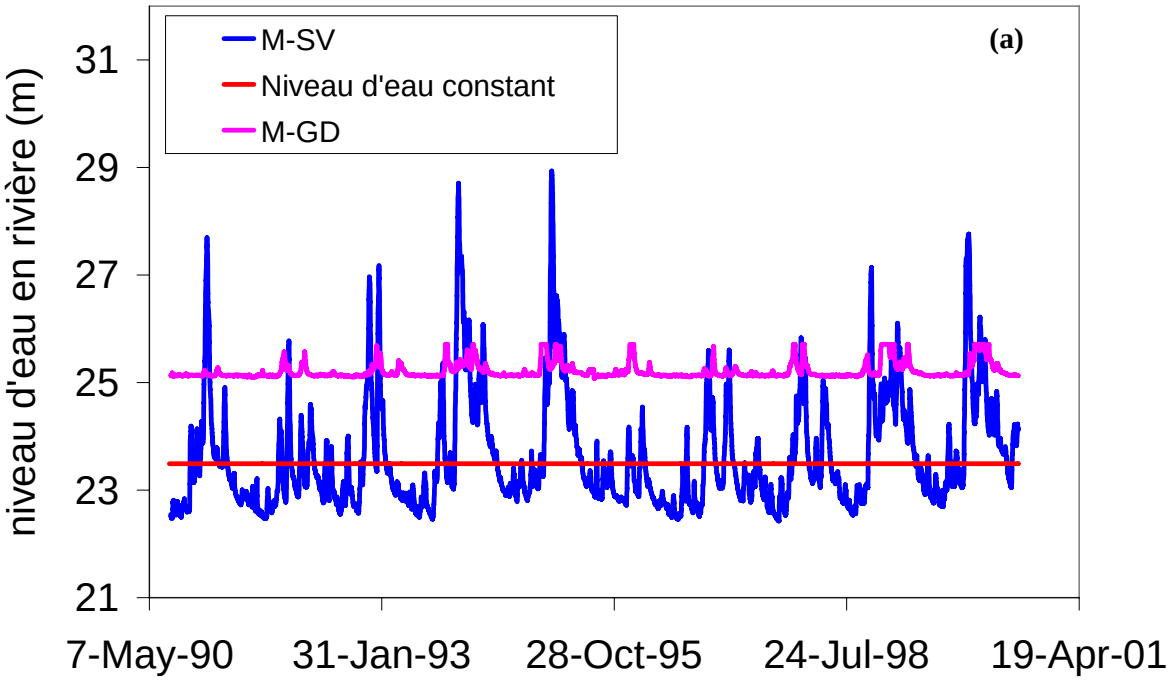
4.1 Analyse des résultats M-GD

La fluctuation des niveaux en rivière sur les isopièzes a été analysée par rapport à un état de référence pour lequel les niveaux en rivière sont constants, ce qui correspond donc à la version originale de la plateforme EauDyssée pour la simulation de référence M-SV (Saleh et al., 2010) (Figure 15).

Nous avons comparé les niveaux piézométriques simulés avec les observations d'un unique piézomètre suffisamment proche de la rivière (Précy sur Oise) (Figure 1), et les niveaux d'eau simulés dans les mailles rivières ont été comparés à ceux de M-SV.

L'analyse des résultats issue de M-SV (Saleh, 2010; Saleh et al., 2011) montre que les fluctuations en rivière ont un impact important sur les dynamiques des niveaux piézométriques. Par exemple, une fluctuation des niveaux d'eau en rivière de 5 mètres produit une modification des niveaux piézométriques qui peut atteindre 1.5 m, alors que la variation piézométrique correspondante n'est que de 15 cm dans la version de référence où la cote des cours d'eau est fixe. La forte montée du niveau piézométrique est liée aux conditions aux limites dans la rivière qui bloquent les écoulements régionaux, sauf quand les niveaux d'eau en rivière sont très hauts ; dans ce cas, la rivière se déverse dans la nappe (infiltration).

En revanche, les résultats issus de la méthode M-GD (Figure 15) ne décrivent correctement ni les fluctuations en rivière, ni les niveaux piézométriques. La dégradation des résultats est due aux courbes de tarage issues du modèle DIREN qui ne couvrent pas d'évènement hydrologique suffisamment important pour estimer des élévations de niveaux conséquentes. De plus les niveaux de base simulés par le modèle semblent trop élevés de plusieurs mètres. Il est fort probable que le modèle n'ait servi qu'à simuler un évènement hydrologique « moyen » peu représentatif des situations de crise qui peuvent apparaître dans le réseau hydrographique de la Seine (crue ou étiage). Cela est dommageable pour l'estimation des courbes de tarage dans le réseau hydrographique de la Seine puisque la méthode M-GD permettrait d'interpoler une forte densité de courbes de tarage, ce qui localement réduirait fortement les incertitudes d'estimation.



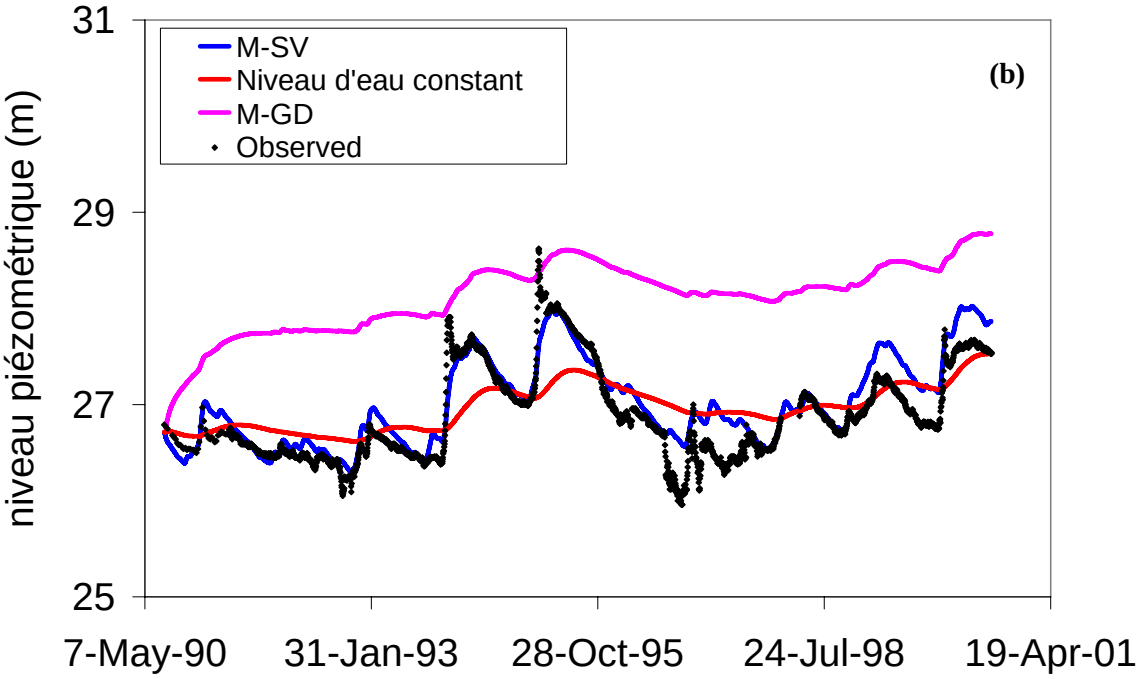
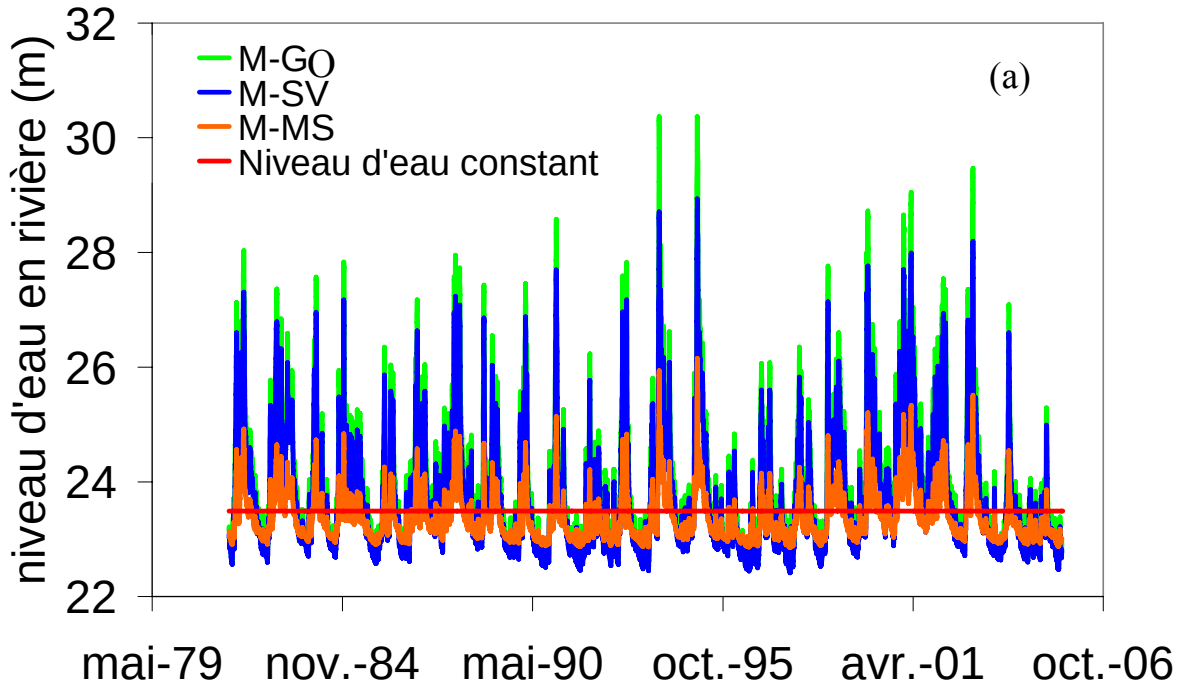


Figure 15 Comparaison entre a) les niveaux d'eaux en rivière simulés par les M-GD et M-SV, b) les niveaux piézométriques simulés par la méthode d'estimation M-GD, M-SV et les observations à Précy sur Oise.

4.2 Analyse des résultats M-GO

De façon générale la dynamique de la simulation des niveaux d'eaux en rivière à Précy sue Oise est cohérente avec la simulation de référence (M-SV) malgré une légère sur estimation aux périodes de crue (Figure 16 et Figure 17). A l'étiage, la simulation des niveaux d'eaux en rivière est similaire à celle issue de la simulation de référence (Figure 16 a).

En comparant les niveaux piézométriques simulés avec les observations à Précy sur Oise (Figure 17), l'analyse des résultats montre que l'utilisation de la méthode M-GO induit des niveaux piézométriques qui sont assez proches de ceux obtenus par la méthode de référence M-SV (RMSE = 0.2 m) malgré l'intervalle spatial très large entre les courbes de tarage observées (58 km en moyenne). L'efficacité de cette méthode prometteuse devra être testée sur d'autres biefs du réseau hydrographique de la Seine avant de la généraliser à l'ensemble du bassin.



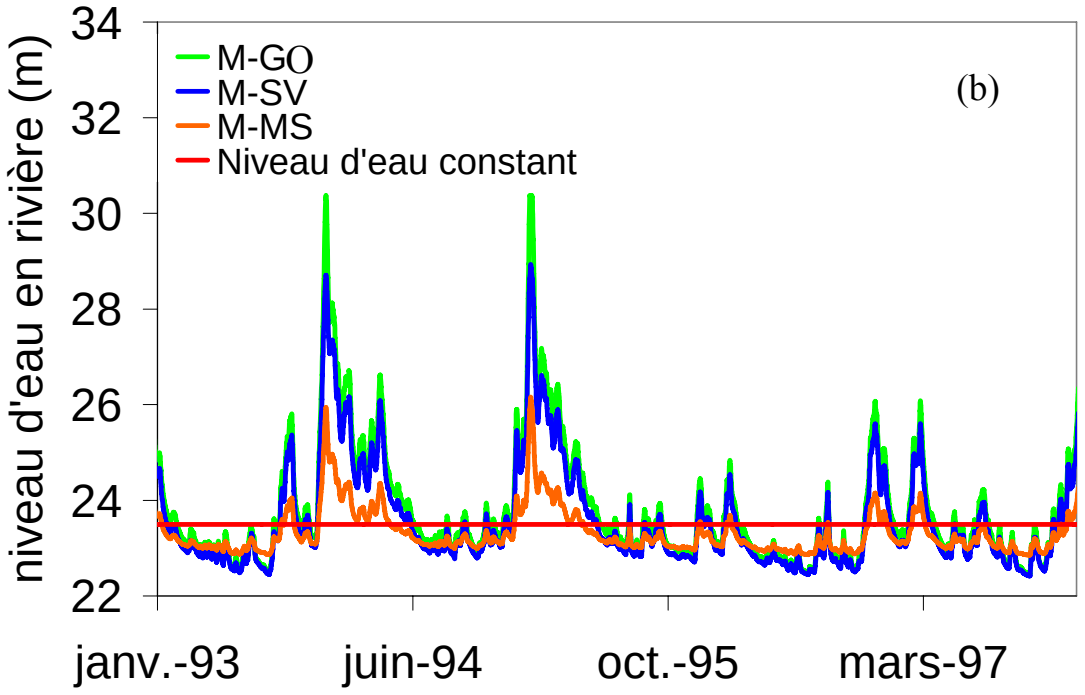


Figure 16 Comparaison entre les niveaux d'eaux en rivière simulés par les différentes méthodes d'estimation à Precy sur Oise a) sur 25 ans b) zoom sur 4 ans

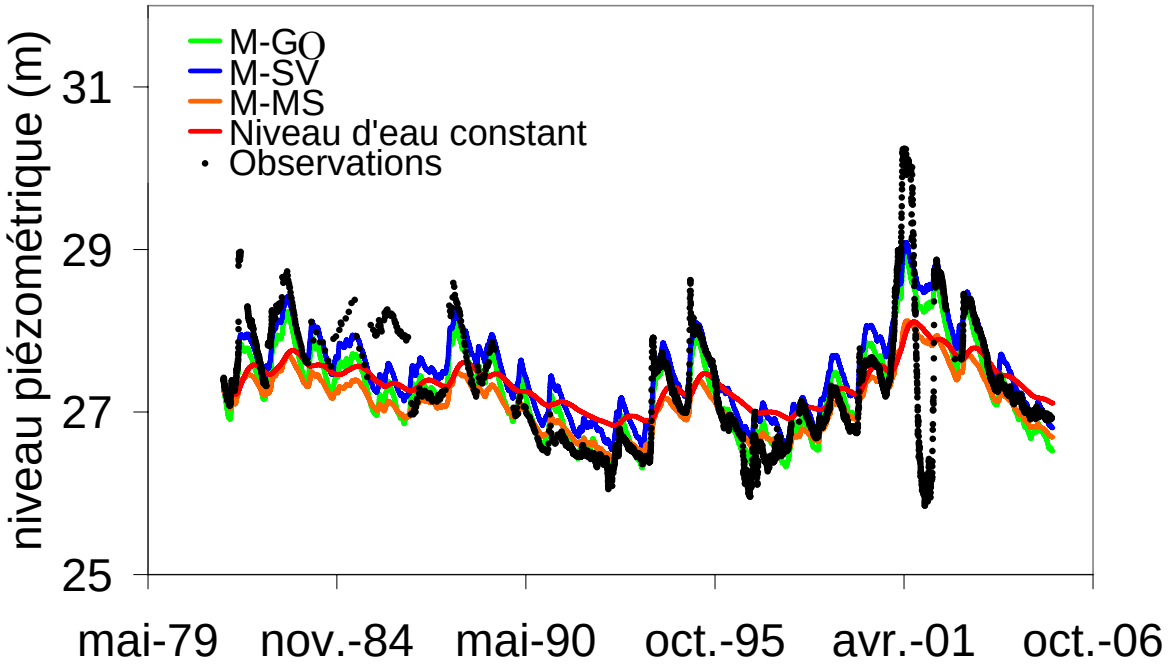


Figure 17 Comparaison entre les niveaux piézométriques simulés par les différentes méthodes d'estimation à Précy sur Oise

4.3 Analyse des résultats M-MS

La comparaison des niveaux piézométriques simulés avec les observations à Précy sur Oise montre que l'utilisation de la méthode M-MS induit des niveaux piézométriques moins précis (RMSE = 0.3 m) que la méthode de référence M-SV et la méthode géostatistique (Figure 17).

La simulation des niveaux d'eaux en rivière à l'étiage est proche de la simulation de référence, mais contrairement à la méthode précédente (M-GO), elle conduit, en période de hautes eaux, à une sous-estimation significative des niveaux d'eau en rivières ainsi que des niveaux piézométriques (Figure 16 et Figure 17). Par rapport à la méthode de référence M-SV, les écarts de niveaux en rivière peuvent atteindre 2 m (Figure 16).

Cet écart n'est pas surprenant car nous avons supposé que la rivière est suffisamment large par rapport à sa profondeur. De plus, nous avons utilisé un coefficient de Manning issu d'un modèle hydraulique de type Saint-Venant. Le coefficient de Manning qui n'est pas adimensionnel a donc une signification différente suivant le type de modèle hydraulique utilisé (Arcement and Schneider, 1984). Afin d'utiliser cette méthode, il devra donc être recalé. Cette méthodologie pourrait cependant s'avérer être un bon compromis pour les rivières dont on ne dispose pas de données, notamment dans les secteurs amont du bassin.

5 Conclusions et perspectives

Dans cette étude, l'influence de la méthode d'estimation des niveaux d'eau en rivière sur la quantification des échanges nappe-rivière est évaluée pour le basin de l'Oise.

Dans une première partie, nous avons interpolé les courbes de tarage issues du modèle DIREN (M-GD). Il est apparu que les courbes DIREN présentaient de nombreux défauts. La pertinence de certaines courbes de tarage est apparue discutable ainsi que les situations hydrologiques simulées à l'aide du modèle.

Dans une deuxième étape, la préférence a donc été donnée aux courbes mesurées. A cause de la distance entre stations de mesure, il est alors nécessaire de tenir compte de la cote du fond de la rivière pour assurer la cohérence entre cote topographique et courbe de tarage. Disponible sur l'ensemble du réseau, le MNT ne donne pas accès à cette information. Il faut donc avoir recours à une estimation. Plusieurs solutions ont été

examinées.

- ✓ Recherche d'une relation entre surface drainée et profondeur d'incision de la rivière par rapport au MNT (à l'échelle du lit majeur) ; les résultats se sont montrés peu concluants.
- ✓ utilisation de la profondeur d'incision de la rivière issue du modèle hydraulique. Les résultants sont concluants, mais en pratique, l'information nécessaire n'est pas disponible, en particulier à l'amont du bassin.

Les courbes de tarages (débit, profondeur) interpolées sont ensuite ajoutées à la cote du fond de rivière pour en déduire la cote de la hauteur d'eau (M-GO, M-MS). La méthode M-GO a permis d'assez bien reproduire les dynamiques simulées par la méthode de référence M-SV. Par contre l'utilisation de la méthode M-MS nécessite de recalibrer le coefficient de frottement au fond de la rivière.

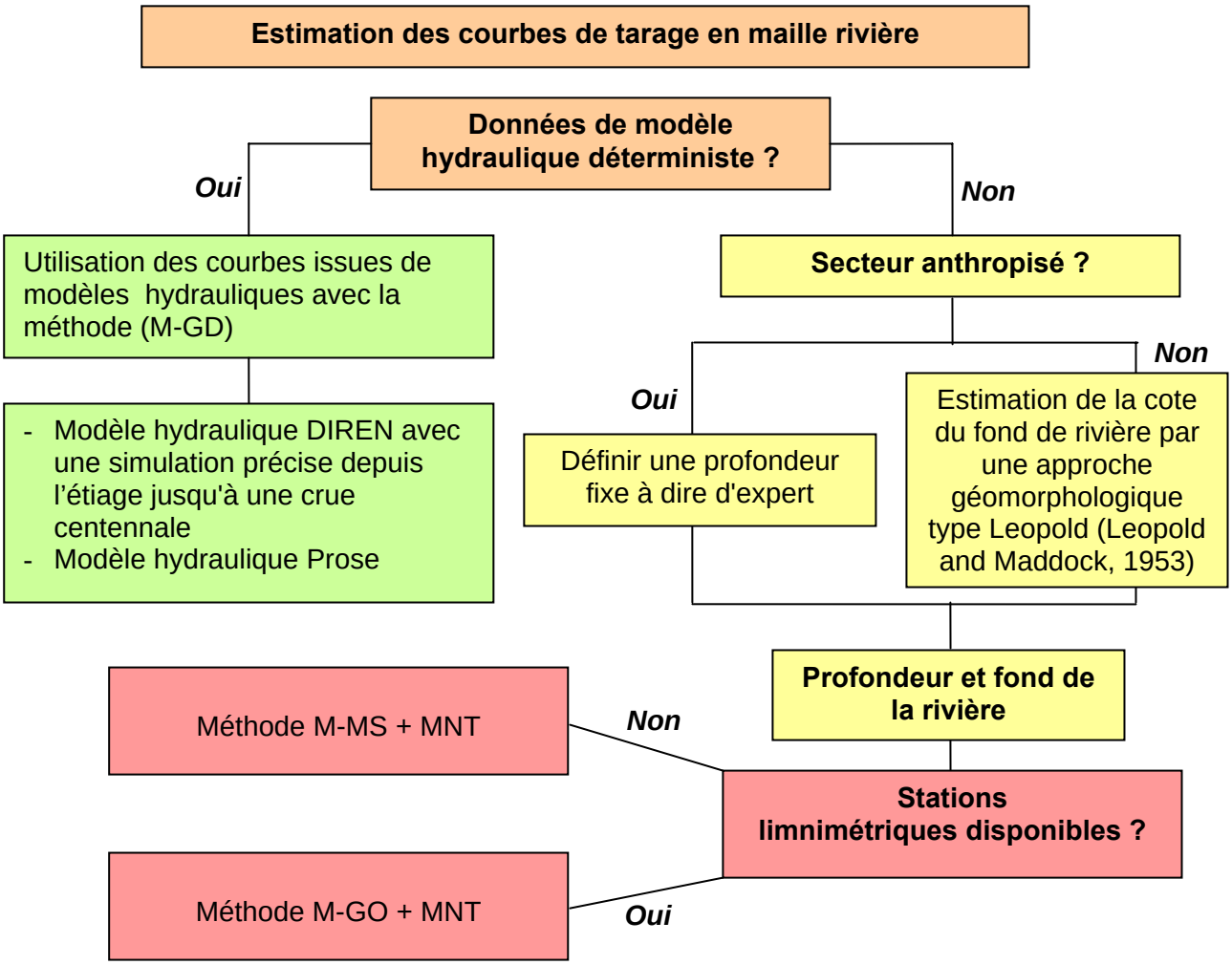


Figure 18 Méthodologie d'interpolation des courbes de tarage à l'échelle du bassin de la Seine en fonction des données disponibles

Le principal avantage de cette étude est d'exploiter au mieux l'information disponible (courbes de tarage observées, modèles hydrauliques existants, cote fixe en absence de meilleure information), ce qui permet d'enrichir graduellement le modèle hydrologique régional.

La suite de ce travail consistera à généraliser ces méthodes à l'échelle du bassin de la Seine en utilisant la méthodologie adaptable (Figure 18). L'approche par courbe synthétique pourrait aussi être étendue à l'échelle du bassin afin de relier d'autres paramètres hydrauliques au débit, notamment la vitesse des écoulements et le volume d'eau débordé pendant les crues, qui peuvent rétroagir sur le débit. En préalable à

la réalisation de ces tâches, un travail de mise en cohérence des différentes bases de données utilisées est nécessaire.

En conclusion, ce travail ouvre des perspectives intéressantes pour simuler des processus jusque là négligés par le modèle EauDyssée, comme :

- L'élimination de nitrate dans les zones humides qui sont souvent situées à la zone de contact entre les nappes souterraines et la rivière ;
- l'effet du changement climatique sur le fonctionnement des hydrosystèmes et plus particulièrement sur l'élimination ou le relarguage de polluants par des processus biogéochimiques ;

Ces améliorations permettront également une meilleure évaluation des risques d'inondation à l'échelle régionale.

6 Références bibliographiques

Arcement, G.J.J., Schneider, V.R., 1984. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains, U.S. Geological Survey for Federal Highway Administration, National Technical Information Service.

David, C.H., Habets, F., Maidment, D.R., Yang, Z.-L., RAPID applied to the SIM-France model. Hydrological Processes, 25(22): 3412-3425.

David, C.H., Habets, F., Maidment, D.R., Yang, Z.-L., 2011. RAPID applied to the SIM-France model. Hydrological Processes, 25(22): 3412-3425.

de Fouquet, C., 2006. La modélisation géostatistique des milieux anthropisés. Habilitation à diriger des recherches. Mémoire des Sciences de la Terre n° 2006-13. Université Pierre-et-Marie Curie, Académie de Paris.

de Marsily, G., 1986. Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press, New-York.

Golaz-Cavazzi, C., 1999. Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône Comparaison de deux modes de calcul des bilans hydriques de surface et étude de sensibilité à une perturbation des forçages climatiques, Ecole Nationale Supérieur des Mines de Paris.

Gomez, E. et al., 2003. Un outil de modélisation intégrée du transfert des nitrates sur un système hydrologique: application au bassin de la Seine. La Houille Blanche, No. 3/2003.

Held, A.-E., 2011. Apport de la paléohydrologie dans la quantification des rôles respectifs du climat et de la tectonique des systèmes fluviatiles méandriformes fossiles : application à des systèmes oligo-miocènes d'Europe occidentale, École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Thèse de doctorat.

Korkmaz, S., Ledoux, E., Önder, H., 2009. Application of the coupled model to the Somme river basin. Journal of Hydrology, 366(1-4): 21.

Lacaze, Y. et al., 2011. Les modèles de prévision opérationnels d'aujourd'hui auraient-ils été fiables sur la crue de 1910 ? Analyse rétrospective critique sur une base de données de 1910. La Houille Blanche(1): 22-29.

Leblois, E., 2008. Hydro-Logical processing of geographical information - Part one : DEM, Drainage pattern, Rivers, Basins. Rapport technique, Cemagref, Lyon, France. 44 p.

Ledoux, E., 1980. Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Ledoux, E., Girard, G., Villeneuve, J.P., 1984. Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. La Houille Blanche: 101-110.

Leopold, L.B., Maddock, T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geological Survey Paper 252 1–57.

Matheron, G., 1970. La théorie des variables régionalisées et ses applications. Les cahiers du centre de morphologie mathématique de Fontainebleau, fascicule 5. Ecole des Mines de Paris.

Monteil., C., 2011. Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage., Mines-ParisTech, Thèse de doctorat.

Saleh, F., 2010. Apport de la modélisation hydraulique pour une meilleure simulation des tirants d'eau et des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale, UPMC (Paris VI), Thèse de doctorat

Saleh, F. et al., 2010. Contribution of 1D river flow modeling to the quantification of stream-aquifer interactions in a regional hydrological model proceedings of XVIII International Conference on Water Resources, Barcelona.

Saleh, F. et al., 2011. Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale. Journal of Hydrology, 400(3-4): 490-500.

Thierion, C., 2011. Modélisation du fonctionnement de l'aquifère alluvial du fossé rhénan supérieur, vulnérabilité sous l'impact du changement climatique, Mines-ParisTech, Thèse de doctorat.