



HAL
open science

Etude des flux à l'interface nappe-rivière. Apport de l'outil hydrogéophysique couplé à des mesures hydrodynamiques.

Clémence Houzé

► To cite this version:

Clémence Houzé. Etude des flux à l'interface nappe-rivière. Apport de l'outil hydrogéophysique couplé à des mesures hydrodynamiques.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris Saclay (COMUE), 2017. Français. NNT : 2017SACLS217 . tel-01968020

HAL Id: tel-01968020

<https://theses.hal.science/tel-01968020>

Submitted on 2 Jan 2019

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

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

NNT : 2017SACLS217

THÈSE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITÉ PARIS-SACLAY
PRÉPARÉE À
L'UNIVERSITÉ PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE N° 579

École Doctorale des sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Spécialité de doctorat : Terre solide : Géodynamique des Enveloppes Supérieures, Paléobiosphère

Par

Mme Clémence Houzé

Étude des flux à l'interface nappe-rivière. Apport de l'outil hydrogéophysique couplé à des mesures hydrodynamiques.

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 27 septembre 2017.

Composition du Jury :

M. Jean-François Girard	Professeur, EOST	Rapporteur
M. Olivier Ribolzi	Directeur de recherche, IRD	Rapporteur
M. Rémi Clément	Ingénieur de recherche, IRSTEA	Examineur
M. Hermann Zeyen	Professeur, UPSUD	Examineur, Président du jury
M. Marc Pessel	Maître de conférences, UPSUD	Directeur de thèse
Mme Claude Mugler	Chercheuse, LSCE-CEA	Co-directrice de thèse

Encadrement :

Mme Véronique Durand	Maître de conférences, UPSUD	Encadrante
----------------------	------------------------------	------------

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Marc Pessel et Véronique Durand du laboratoire GEOPS qui m'ont proposé de travailler sur ce sujet suite à mon stage de master 2. Merci de m'avoir encadrée durant ces trois années et d'avoir participé activement aux campagnes de terrain. Je remercie également Claude Mugler et Emmanuel Mouche du LSCE qui m'ont accueillie et permis de travailler sur la modélisation hydrogéologique. Je remercie tous les membres du jury : Monsieur Olivier Ribolzi, Monsieur Jean-François Girard, Monsieur Rémi Clément, Monsieur Hermann Zeyen, pour leurs compliments et leurs commentaires très constructifs sur cette thèse.

Je remercie l'ensemble du personnel du laboratoire GEOPS. Les secrétaires Chantal, Georgette et Kim pour leur efficacité et leur disponibilité ; l'équipe des enseignants-chercheurs que j'ai côtoyés pendant toutes ces années ; et toutes les personnes avec qui j'ai interagi de près ou de loin. Un merci tout particulier à l'équipe HYDRO, et sa partie géophysique : Albane, Alina, Hermann, Marc, Piotr, Pascal, pour leur accueil au sein du laboratoire. Ils ont toujours été là pour me donner un avis, un conseil, écouter mes plaintes et partager les pauses café. Merci à Gaël et Aurélie pour toute la partie des analyses géochimiques. Une petite pensée pour mes collègues doctorants, qui finissent de rédiger ou sont en plein dans leur thèse : bon courage pour la suite ! Merci à tous mes collègues qui ont étudié et souffert en même temps que moi : Milena, Isabelle, Adrien, Hélène, Antoine, Marceau, Cindy, Julien, Audrey. Merci à tous les étudiants en sciences de la Terre, du L1 au M2, que j'ai eu le plaisir d'encadrer plus ou moins longuement pendant mon service de monitorat. Un grand coup de chapeau à ceux qui ont aidé à l'organisation et la mise en place du pot, et merci tout particulièrement à Valérie notre photographe en chef au labo.

Je remercie également tous les membres du club de tir à l'arc de Chevreuse et les membres du tennis club de Chevreuse qui m'ont aidée à décompresser chaque semaine. Merci pour votre bonne humeur et les pauses blabla entre deux volées ou deux échanges. Merci à Aude, Jenna et Solveig, mes amies de toujours, qui tout comme moi poursuivent leur route avec beaucoup de réussite. Vous gérez les filles !

Enfin, je tiens à remercier tout particulièrement ma famille, mes parents, grands-parents, ma tante, mon frère Etienne, sans qui jamais je ne serais arrivée jusqu'ici. Ils ont été les premiers à m'encourager et me soutenir chaque jour durant, alors que parfois (souvent) je rentrais à la maison en disant "ça ne marche pas". Grâce à vous je suis arrivée au bout en un seul morceau ! Merci à Indiana pour ses ronrons et sa compagnie pendant ces trois années. Pour terminer, merci à Guillaume pour sa gentillesse, sa bonne humeur de tous les jours et son soutien de chaque instant, c'est un bonheur de pouvoir compter sur toi chaque seconde. Puisseons-nous construire petit à petit notre futur ensemble.

À Apé et Obela

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	3
Table des matières	7
Introduction générale	11
Contexte et problématique	11
Objectifs	12
Plan du manuscrit	12
Chapitre 1 : État des lieux de la recherche sur la zone hyporhéique	15
A -Définitions et enjeux de la zone hyporhéique	15
I -Définition de la zone hyporhéique	15
II -Enjeux de la zone hyporhéique	19
B -Comment la zone hyporhéique fonctionne-t-elle?	22
I -Mise en place du mélange	22
II -Impact sur l'environnement	27
III -Possibilités d'aménagements contrôlés	28
C -Étude expérimentale de la zone hyporhéique	28
I -Mesures classiques hydrodynamiques	28
II -Utilisation de traceurs	29
III -Géophysique	31
D -Modélisation Hydrogéologique	32
I -Modèles phénoménologiques	33
II -Modèles à base physique	34
E -Conclusion	37
Chapitre 2 : Mesures géophysiques : Théorie et pratique	39
A -Principe des mesures géophysiques	39
I -Généralités	39
II -Mesure de la résistivité électrique : théorie	42
III -Acquisition des mesures	44
IV -Inversion des données	48
B -Modélisation directe et logiciels d'inversion	49
I -Développement de modèles directs	49
II -Modèle homogène	50
III -Modèle hétérogène	57
IV -Conclusions	64
C -Traitement des données	65
I -Profils de résistivité apparente	65
II -Traitement après Inversion des données	67
Chapitre 3 : Caractérisation du bassin versant de l'Essonne	69
A -Contexte de l'étude	69

I -Rappel des caractéristiques du site recherché _____	69
II -Enjeux environnementaux sur la rivière Essonne _____	70
III -Pourquoi s'intéresser à l'ensemble du bassin versant ? _____	73
B -Géologie/Hydrogéologie _____	75
I -Formations géologiques présentes sur le bassin versant _____	75
II -Hydrogéologie _____	79
C -Écoulements et bilans d'eau au sein du bassin versant _____	86
I -Climat _____	86
II -Débits de l'Essonne et de ses affluents _____	87
D -Géochimie _____	88
I -Généralités _____	88
II -Eaux de nappe _____	89
III -Eaux de surface _____	94
IV -Mesures des isotopes stables _____	101
Chapitre 4 : Présentation de la zone d'Étude de l'île Ambart _____	103
A -Présentation générale _____	103
I -Localisation _____	103
II -Géologie _____	104
B -Description des installations mises en place sur le terrain _____	111
I -Piézomètres de rivière _____	111
II -Tubes de prélèvements multi-niveaux _____	111
III -Installation des capteurs de pression différentielle _____	113
C -Géochimie de la zone hyporhéique _____	115
I -Géochimie des éléments majeurs _____	115
II -Données isotopiques _____	121
D -Enregistrement d'une crue sur l'Essonne _____	122
I -Rivière _____	122
II -Résultats obtenus avec les capteurs de pression _____	122
III -Mesures géochimiques _____	124
IV -Isotopes stables de l'eau _____	124
V -Conclusion sur l'effet d'une crue sur la zone hyporhéique _____	125
Chapitre 5 : Suivi de la dynamique de la zone hyporhéique lors de la manipulation d'un barrage _____	127
A -Contexte et méthodologie _____	127
I -Contexte _____	127
II -Dispositifs mis en place _____	127
III -Déroulement de l'expérience _____	128
B -Données géochimiques _____	131
I -Mesures des éléments majeurs _____	131
C -Données Géophysiques _____	136
I -Acquisition, inversion et traitement des données _____	136
D -Conclusion _____	147

Chapitre 6 : Suivi de la zone hyporhéique lors d'un traçage artificiel	149
A -Contexte et méthodologie	149
I -Contexte	149
II -Présentation des dispositifs mis en place	149
III -Déroulement de l'expérience	153
B -Résultats en rivière	160
I -Suivi de la conductivité en rivière	160
II -Sonde HORIBA	161
III -Sonde in-situ	162
IV -Capteurs de pression	164
C -Mesures géochimiques	164
I -ZH-30 cm et piézomètre de bordure	164
II -Prélèvements multi-niveaux	166
D -Mesures géophysiques	167
I -Référence avant injection	167
II -Time-lapse	168
III -Conclusion	169
E -Conclusion	172
Chapitre 7 : Présentation d'HydroGeoSphere et démarche de modélisation	173
A -Problématique et présentation d'HydroGeoSphere	173
I -Généralités	173
II -Présentation d'HydroGeoSphere	174
B -Modélisation de dunes	177
I -Présentation du modèle	177
II -Maillage et paramètres	179
III -Autres paramètres	183
IV -Résultats	184
V -Analyse de sensibilité	186
VI -Conclusion sur le modèle à dix dunes	188
C -Chenal 2D aux dimensions de l'île Ambart	189
I -Présentation du modèle	189
II -Analyse de sensibilité	189
III -Perspectives pour la modélisation de l'île Ambart	191
Chapitre 8 : Modélisation du site de l'île Ambart	193
A -Construction du modèle	193
I -Introduction et objectifs	193
II -Construction du modèle	194
III -Choix des conditions aux limites pour l'écoulement	198
IV -Choix des conditions aux limites pour le transport	203
V -Paramètres	203
B -Résultats du modèle de base	204
I -Hydrogéologie	204
II -Transport	205

C -Analyse de sensibilité	206
I -Validation du modèle	206
II -Ajustement du coefficient de Manning	208
III -Perméabilité	210
IV -Coefficient de dispersion	212
V -Effet de la pente de la nappe sur les écoulements et le transport	212
VI -Effet de la pente de la rivière sur les écoulements et le transport	214
VII -Effet de la butte, représentation d'un modèle plat	216
D -Conclusion	217
Conclusion et perspectives	219
Conclusion générale	219
Perspectives	221
Annexe 1 : Mise en place des piézomètres de bordure	223
Annexe 2 : Résultats des capteurs de pression pour l'expérience du barrage	225
Annexe 3 : Résultats des capteurs de pression pour l'expérience de traçage du 1^{er} avril 2016	227
Annexe 4 : Résultats des mesures de certains éléments majeurs pour l'expérience de traçage	228
Références	229
Liste des figures	255

INTRODUCTION GÉNÉRALE

CONTEXTE ET PROBLÉMATIQUE

Les principaux réservoirs d'eau liquide continentale sur Terre sont constitués par les eaux de surface et les eaux souterraines. Bien qu'incluses dans le grand cycle de l'eau, ces deux masses d'eau peuvent souvent être différenciées par leurs compositions géochimiques. Dans les environnements au climat tempéré, comme c'est le cas en France, les échanges eaux de surface-eaux souterraines se font principalement dans le sens d'une nappe alimentant la rivière. Or au vu des différences existant entre les deux masses d'eau, la compréhension du fonctionnement de ces échanges intéresse depuis longtemps la communauté scientifique.

Située à l'interface entre eaux de surface et eaux souterraines, la zone hyporhéique (ou ZH) est définie comme la zone sous la rivière et au niveau des berges, d'extension tridimensionnelle et variable temporellement, où de l'eau de rivière peut pénétrer dans les sédiments et retourner ensuite à la rivière. Lors de son passage au sein des sédiments, l'eau de surface est alors au contact direct de l'eau souterraine, ce qui entraîne la mise en place de nombreux gradients biogéochimiques au sein des sédiments. C'est pourquoi cette zone est considérée comme un "hot spot" pour la préservation de la biodiversité et d'un environnement naturel de bonne qualité. Cette zone dans les sédiments est le lieu de vie d'un grand nombre d'espèces, invertébrées ou vertébrées, ainsi qu'un lieu de ponte privilégié.

La création de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau (DCE, 2000) fait suite à la politique menée depuis les années 1970 au niveau européen sur la gestion et la qualité des masses d'eaux. Elle définit une méthode de travail commune, reposant sur 4 types de documents :

- i. Un état des lieux de l'ensemble des ressources ;
- ii. Un plan de gestion, qui fixe les principaux objectifs environnementaux ;
- iii. Un programme de mesures, qui définit les actions à mener pour réaliser les objectifs ;
- iv. Un programme de surveillance, qui assure le suivi, une fois les objectifs atteints.

Les grands principes de la DCE reposent sur une série d'objectifs ayant pour but de parvenir d'ici à 2015 et au plus tard 2027 au bon état des différents milieux sur l'ensemble du territoire européen.

Suite à ces séries de mesures, de nombreux chercheurs se sont penchés sur le problème de caractériser au mieux ces milieux, et en particulier de mieux comprendre l'interaction entre les différentes masses d'eau, afin entre autres de limiter au maximum les risques de pollution. Mais pour étudier la ZH, les méthodes hydrogéologiques "classiques" se sont révélées souvent insuffisantes. Du fait de la complexité de cet environnement et de sa grande variabilité spatiale et temporelle, les études basées uniquement sur des mesures ponctuelles ont montré les difficultés de parvenir à caractériser et quantifier les échanges au sein de cette zone. Dans cette thèse, nous présentons donc une approche basée à la fois sur des mesures de terrain ponctuelles, mais aussi sur l'utilisation des outils géophysiques pour tenter d'agrandir l'échelle spatiale d'observation des processus. De plus, un grand nombre de modèles numériques ont été développés afin de mieux contraindre les relations entre ces deux masses d'eau. Ces modèles sont encore trop souvent construits et validés sur des données synthétiques ou provenant de bassins versants très contrôlés et étudiés. C'est pourquoi, en complément de l'approche expérimentale largement développée au cours de cette thèse, une partie de ce travail a été consacrée à la mise en place d'une maquette numérique hydrogéologique 3D du site d'étude. La mise en relation de ces deux types d'outils et leurs intérêts respectifs seront débattus.

OBJECTIFS

Ce travail de thèse a été fait dans le cadre d'une étude visant à mieux comprendre comment se font les échanges nappe-rivière et quelle est la réponse de la zone hyporhéique à un environnement spatial et temporel dynamique. On peut définir plusieurs objectifs :

- i. Faire l'inventaire de la recherche sur la ZH et définir les difficultés rencontrées avec chacune des méthodes employées pour ce type d'étude ;
- ii. Mettre en place les dispositifs choisis pour le suivi de la zone hyporhéique sur le site étudié ;
- iii. Effectuer des expériences ponctuelles sur le terrain en conditions dynamiques et faire un suivi géochimique, géophysique et hydrologique/hydrogéologique ;
- iv. Construire une maquette numérique du site d'étude et faire des tests de sensibilité pour définir quels paramètres physiques ont un impact sur les écoulements en ZH ;
- v. Modéliser un régime permanent compatible avec les observations faites sur le terrain.

PLAN DU MANUSCRIT

Ce manuscrit se divise en huit chapitres. La majeure partie du manuscrit (5 chapitres) est consacrée à l'ensemble des démarches expérimentales faites sur le site d'étude. L'ensemble du développement des méthodes de terrain est décrit, depuis la conception en laboratoire jusqu'à l'exécution sur le terrain. Les deux derniers chapitres de la thèse sont consacrés à une approche théorique, via la construction d'un modèle hydrogéologique 3D.

Le premier chapitre présente l'état de l'art des recherches sur la zone hyporhéique. Le nombre croissant des publications sur le sujet et la diversité des domaines considérés démontrent l'importance cruciale prise par la zone hyporhéique depuis maintenant plusieurs décennies. Les méthodes "classiques" d'étude d'hydrogéologie comme la géochimie ou la température ont montré leur intérêt pour distinguer les eaux de surface des eaux souterraines. D'autres méthodes ont été appliquées plus récemment pour les études hydrogéologiques, comme les outils géophysiques. Les différents modèles développés se répartissent en deux ensembles : les modèles phénoménologiques et les modèles physiques. Chacune des approches a ses avantages et ses inconvénients, et les récents développements permettent de plus en plus un couplage entre écoulements de surface et écoulements de subsurface.

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation générale de la méthode géophysique de tomographie de résistivité électrique (ERT). Dans un premier temps sont présentés le principe physique de la méthode, ainsi que son intérêt dans le cadre des études hydrogéologiques. Puis plusieurs configurations d'électrodes et de géométries de couches géologiques sont testées pour deux logiciels d'inversion et de modélisation de données électriques. Une présentation du principe de l'inversion des données est également proposée.

Le troisième chapitre présente l'ensemble des données recueillies sur le bassin versant de l'Essonne, situé en Île-de-France, choisi pour cette étude. Outre la compilation des données géologiques et géochimiques à notre disposition via les bases de données nationales en ligne, plusieurs séries de mesures, dont une caractérisation géochimique des eaux de surface et souterraines et un profil en long sur l'Essonne des éléments chimiques majeurs ont été réalisées.

Le quatrième chapitre concerne la caractérisation précise du site d'étude choisi sur l'Essonne pour l'étude de la zone hyporhéique, appelé île Ambart. La mise en place de l'ensemble des dispositifs de mesure dans la ZH est présentée, tout comme les premiers résultats et la caractérisation géochimique des deux masses d'eau au niveau du site. De plus, une définition précise de la géologie superficielle des terrains a été faite grâce à l'étude de logs réalisés lors de précédentes campagnes géotechniques, mais aussi grâce à l'imagerie géophysique effectuée pendant ce travail de thèse.

Le cinquième chapitre présente les résultats de la première expérience menée sur le terrain en mai 2015 consistant à suivre la dynamique de la ZH suite à la manipulation du niveau d'eau dans la rivière. Les clapets d'un barrage situé à un kilomètre en aval de la zone d'étude ont été abaissés pendant deux jours, entraînant une baisse globale de la hauteur d'eau dans l'Essonne d'environ 15 cm. Puis les clapets du barrage ont été remontés, permettant ainsi à l'Essonne de retrouver son niveau initial. Durant cette expérience, un suivi géochimique et géophysique précis de la zone hyporhéique a été effectué en plus des mesures continues faites dans la rivière.

Le sixième chapitre est consacré à la seconde expérience menée sur le terrain en avril 2016. Un traçage artificiel a été mené en injectant de l'eau salée dans l'Essonne pour faire un "pulse" de conductivité et modifier temporairement la signature géochimique de l'eau. Tout comme pour l'expérience du barrage, un suivi géochimique et géophysique complet a été fait avant, pendant, et après l'expérience. L'ensemble de la logistique mise en place, ainsi que les mesures de débit pour effectuer un bilan de masse, sont présentés et commentés.

Le septième chapitre marque le début de la partie de la thèse consacrée à la présentation de la démarche de modélisation hydrogéologique de la zone hyporhéique. En particulier, le choix du logiciel utilisé, HydroGeoSphere, est débattu et justifié. Puis une première maquette 2D est construite, basée sur la reproduction d'une expérience menée par Fox *et al.* et publiée en 2014. Cette simulation permet de tester la possibilité pour le logiciel HydroGeoSphere de modéliser des écoulements en zone hyporhéique, c'est-à-dire de simuler un flux d'eau provenant et retournant à la rivière.

Enfin, le huitième chapitre met en application les résultats établis avec la maquette 2D pour la mise en place d'un modèle 3D représentant le site de l'île Ambart. Une série de tests sur la sensibilité du modèle aux principaux paramètres physiques est présentée. Puis la maquette et les paramètres hydrogéologiques et de transport sont définis et comparés aux résultats issus des données de terrain pour un régime permanent.

La conclusion et les perspectives clôturent ce manuscrit, en proposant un bilan de l'ensemble du travail mené et des améliorations à discuter pour le futur.

CHAPITRE 1 : ÉTAT DES LIEUX DE LA RECHERCHE SUR LA ZONE HYPORHÉIQUE

A-DÉFINITIONS ET ENJEUX DE LA ZONE HYPORHÉIQUE

I-DÉFINITION DE LA ZONE HYPORHÉIQUE

I.1-PREMIÈRES UTILISATIONS DE L'EXPRESSION "ZONE HYPORHÉIQUE"

La première définition du terme "zone hyporhéique" (noté aussi ZH) a été donnée par Orghidan en 1959. Le mot hyporhéique provient de deux racines grecques : hypo (sous) et rheos (flux). La zone hyporhéique définit alors le lieu de vie des organismes vivants dans la partie superficielle du lit de la rivière. Mais White (1993) ne reconnaît pas de définition précise malgré l'utilisation de plus en plus fréquente du mot dans les publications scientifiques. Bien que le mot soit proposé dans les années 50, cet exemple démontre bien le besoin d'avoir une définition complète et surtout un concept commun aux biologistes, hydrogéologues, géomorphologistes et chimistes. De façon générale, la zone hyporhéique se définit à l'interface entre géologie, géomorphologie, hydrologie, géochimie et écologie (Figure 1-1).

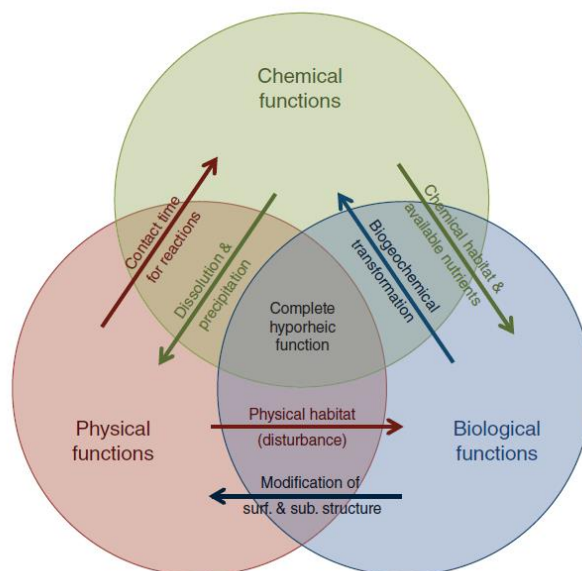


Figure 1-1 : Visualisation de l'interaction entre les différents domaines menant à la définition de la zone hyporhéique (d'après Zlotnik *et al.*, 2016).

Dans les années 60, la zone hyporhéique est considérée comme une sorte de "boîte noire" (Figure 1-2) et peut aussi apparaître sous la forme de "stockage temporaire". Elle est reliée à l'une des deux masses d'eau considérée, aux eaux de surface ou aux eaux souterraines.

À partir des années 80-90, les écologistes et les environmentalistes travaillent de plus en plus sur cette zone d'interfaces et se servent aussi de la dénomination de zone hyporhéique. Mais une définition précise sans être restrictive et couvrant autant de domaines différents est très difficile à mettre en place. Ainsi, Brunke et Gonser (1997) indiquent qu'une définition stricte et unique ne permettrait pas de rendre compte d'un milieu aussi hétérogène, évoluant dans le temps et dans l'espace et présent à plusieurs échelles au sein d'un cours d'eau.

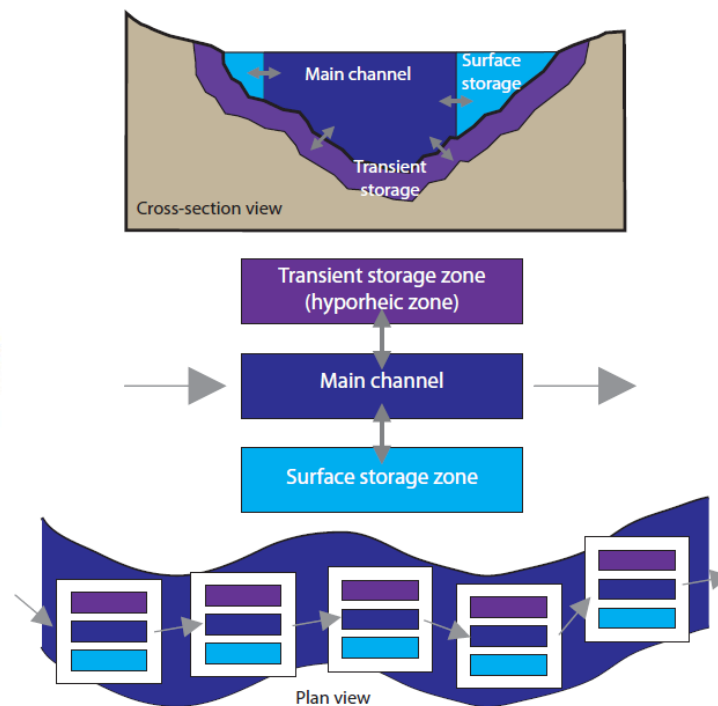


Figure 1-2: Exemple d'un modèle conceptuel où la zone hyporhéique est définie séparément de la zone de stockage temporaire de l'eau de surface au niveau des berges (d'après Stewart *et al.*, 2011).

Aujourd'hui encore, peu de définitions sont citées dans les articles alors que le mot est de plus en plus familièrement utilisé dans le milieu de la recherche par des spécialistes de domaines très divers. Il est encore difficile d'en faire une généralité qui prendrait en compte tous les aspects de la zone hyporhéique selon les différentes disciplines. Ainsi, plusieurs définitions de nature différentes ont été proposées par Winter *et al.* (1998), Storey *et al.* (2003), Gooseff (2010), Tonina (2012) ...

Un certain nombre d'articles de synthèse ont déjà été réalisés sur le sujet par Winter *et al.* (1998), Stanford et Gonser (1998), Edwards (1998), Jones et Mulholland (2000), Woessner (2000), Sophocleous (2002), Boudreau (2000), Krause *et al.* (2014). L'augmentation des publications impliquant la zone hyporhéique (Figure 1-3), démontre l'intérêt croissant des chercheurs pour cette interface atypique et complexe.

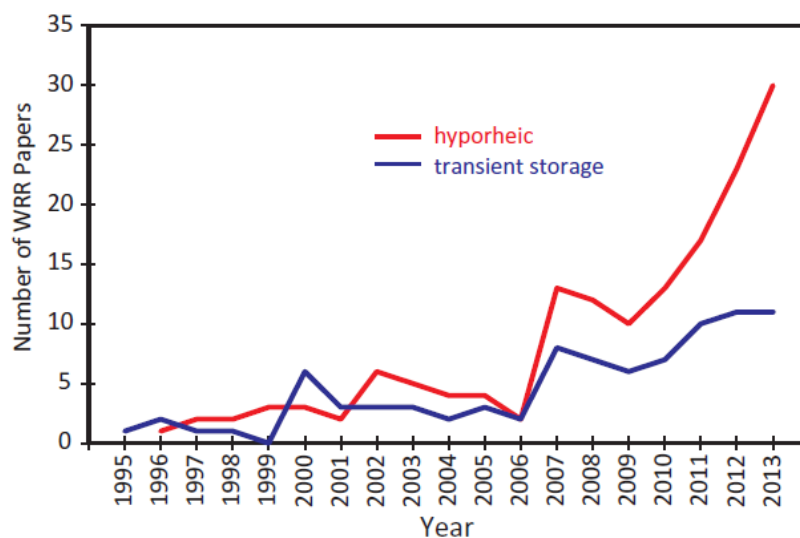


Figure 1-3 : Nombre d'articles publiés dans la revue Water Resources Research, d'après la base de données ISI de Web of Science, contenant les mots "hyporheic" (en rouge) et "transient storage" (en bleu) de 1995 à 2013 (Cardenas, 2015).

1.2-DÉFINITION PLURIDISCIPLINAIRE

Plusieurs définitions de la zone hyporhéique peuvent être retrouvées dans la littérature scientifique. Elles diffèrent selon le domaine dans lequel elles sont appliquées et bien que cette zone soit commune, sa délimitation est souvent associée à des paramètres différents. D'un point de vue général, cette zone se délimite par un espace tridimensionnel situé sous la rivière et sous les berges et constitué par un ensemble de formations sédimentaires issues des dépôts de rivière, mais aussi dépendant de la nature géologique des roches présentes dans le bassin versant, ainsi que des éventuelles activités anthropiques à proximité.

On peut citer les trois domaines principaux :

- i. **Écologie** : La définition est basée sur celle donnée en premier lieu par Orghidan (1959). Cette zone est donc caractérisée par la présence d'un écotone d'intérêt, ou encore des organismes spécifiques à cette zone (Boulton *et al.*, 2010).
- ii. **Hydrologie/hydrogéologie** : La zone est définie par le cheminement de l'eau de rivière à travers les sédiments de rivière et les berges. À cette définition physique s'ajoute une dimension temporelle : l'échelle de temps des échanges va de l'heure à quelques jours et permet de mettre en évidence un temps de résidence au sein de la zone hyporhéique différent de celui de l'eau souterraine. On peut alors parler d'eau hyporhéique, distincte de l'eau de surface ou de l'eau souterraine. Cette définition est par exemple reprise par Harvey et Bencala (1993) comme "un flux de sub-surface le long duquel l'eau issue du cours d'eau va se mélanger avec les eaux souterraines pour ensuite retourner rapidement à la rivière" (traduit).
- iii. **Physique** : Une définition plus générale est basée sur la définition de l'ensemble de la zone à proximité du cours d'eau affectée par l'eau de surface. Dans ce cas, la délimitation se fait principalement d'après une étude de traçage d'éléments chimiques ou de la température permettant de remonter à la fraction d'eau porale issue du cours d'eau. Une définition largement reprise par la communauté scientifique fait par exemple état d'un seuil à 10 % d'eau de rivière (Triska *et al.*, 1989).

À l'aide de ces trois définitions, on peut voir que la zone hyporhéique peut être envisagée à plusieurs échelles spatiales, mais aussi temporelles. De plus, du fait de sa connexion avec les phénomènes de surface mais aussi souterrains, il s'agit d'un environnement extrêmement complexe à appréhender dans son ensemble (Figure 1-4).

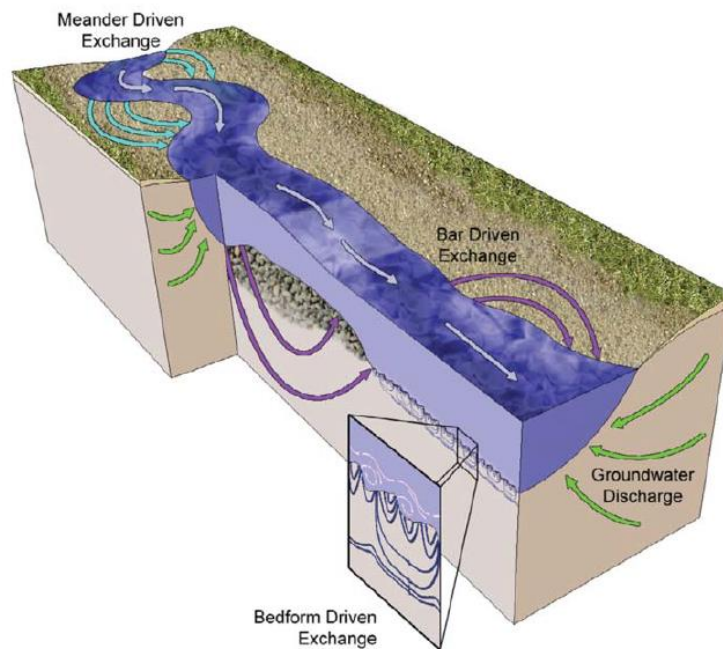


Figure 1-4 : Présentation de la zone hyporhéique dans sa dimension multi-échelle et tridimensionnelle (d'après Stonedahl *et al.*, 2010).

Plus récemment, une définition plus générale a été proposée par Ward (2016) dans un article de synthèse. Il cherche alors à réunir l'ensemble des définitions présentes à ce jour et propose une description caractérisant la zone hyporhéique comme une zone de rencontre rassemblant les quatre critères clés suivants :

- i. La zone doit être une zone saturée en eau et située sous la rivière ou à proximité ;
- ii. Elle doit inclure des flux d'eau originaires du cours d'eau et retournant à la rivière (Cardenas, 2015) ;
- iii. Elle doit se caractériser par des interactions avec l'eau de rivière qui se produisent à des échelles de temps compatibles avec les processus biogéochimiques ;
- iv. Ces processus se produisent continuellement depuis l'interface rivière-zone hyporhéique et jusqu'à la limite zone hyporhéique-eau souterraine.

Selon Ward, cette définition est suffisamment flexible pour englober les autres définitions déjà données dans la littérature et permet aux chercheurs de définir leur zone d'intérêt en fonction des échelles spatiales et temporelles qui sont les plus pertinentes dans le cadre de leurs études. Seul le cas des zones où la rivière alimente la nappe peut poser problème car une grande partie de l'eau pénétrant dans les sédiments de rivière rejoint ensuite les eaux souterraines. Dans la définition de Ward, on se focalise uniquement sur les zones où l'eau pénètre dans les sédiments et retourne ensuite à la rivière, ce qui limite la zone d'interaction entre les deux masses d'eaux.

D'autres auteurs préfèrent se baser sur une définition plus ciblée. Par exemple Käser *et al.* (2009) définissent une zone hyporhéique sans considération sur l'origine des flux d'eau. Gooseff (2010), quant à lui, se focalise sur une définition selon les échelles spatiales et temporelles (voir aussi Gooseff *et al.*, 2005a, 2005b, 2006, 2011, 2013).

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous nous baserons plutôt sur une définition physique et hydrologique/hydrogéologique de la zone hyporhéique. Nous la définirons comme la zone de mélange entre les eaux de surface et les eaux souterraines comportant au moins 10 % d'eau de surface (comme indiqué par Triska *et al.*, 1989). Ce choix a été fait en fonction des objectifs de ce projet, principalement centré sur la mise

en évidence des processus hydrodynamiques intervenant dans cette zone sur un site-test, en travaillant à échelle réduite. Une fois ces processus physiques mieux compris et maîtrisés, une étude plus poussée sur le comportement biogéochimique de cette zone et son rôle dans certains écosystèmes ou encore dans le cadre de l'étude des pollutions pourra être envisagée.

II-ENJEUX DE LA ZONE HYPORHÉIQUE

Entre les années 1990 et 2000, la communauté scientifique prend conscience qu'un cours d'eau ne peut se résumer à un canal circulant sur un substratum. Bencala (2000) définit alors : "la zone hyporhéique forme une connexion entre le cours d'eau et son bassin versant d'une manière bien distincte de l'image d'un cours d'eau qui drainerait le bassin à la manière d'un simple réseau de tuyaux". C'est à cette époque que l'on comprend peu à peu que cette zone où se mélangent les masses d'eaux permet de créer des gradients chimiques et/ou hydrodynamiques qui lui donnent un intérêt écologique et environnemental majeur (Triska *et al.*, 1989, Valett *et al.*, 1996).

Tout comme cela a été présenté dans la Figure 1-1, les interactions au sein de cette zone ont lieu principalement entre trois domaines : physique, chimique et biologique. Les processus physiques sont à l'origine de la rétention de l'eau et donc des possibles interactions chimiques. Inversement, la précipitation-dissolution dans le système chimique peut conduire à une modification de l'environnement physique (structure porale). Enfin, le support physique permet aussi l'interaction avec le milieu biologique, qui influence à son tour le milieu physique et chimique.

II.1-PROCESSUS PHYSIQUES

Le premier processus physique essentiel que l'on peut citer est la nature de la structure géologique dans laquelle ont lieu les processus d'intérêt. Les paramètres de ce milieu vont déterminer s'il est possible de voir apparaître une zone hyporhéique et son extension. Parmi les paramètres physiques principaux on peut citer la perméabilité ou encore la porosité. L'environnement sédimentaire permet le maintien d'un régime de température tamponné dans la rivière avec la création d'une zone tampon au sein des sédiments de rivière (Arrigoni *et al.*, 2008).

Le milieu poreux se caractérise également par la rétention des particules et le colmatage des pores par le dépôt progressif de particules fines dans des sédiments plus grossiers (Brunke, 1999). Le transport de particules au sein de la zone hyporhéique est l'un des processus physiques majeurs ayant lieu à cette interface. Dans un premier temps, les scientifiques se sont intéressés seulement au mouvement des particules fines sur le fond du lit, déposées par décantation, dans un environnement suffisamment calme (Newbold *et al.*, 1983, Kimball *et al.*, 1994). Packman et Brooks (1995) et Huettel *et al.* (1996) ont ensuite montré que les particules fines comme les colloïdes ou les molécules organiques peuvent également circuler dans les pores au sein du milieu poreux. Plus tard, les études de Ren et Packman (2004a, 2004b) ont porté par exemple sur les échanges entre particules et solutés, ou encore sur l'accumulation de particules d'hématie (2005). Packman et MacKay ont proposé en 2003 une séquence pour le colmatage des pores : il se fait d'abord par le dessus du lit avant de remplir les pores plus en profondeur. Mais les observations *in situ* de la variation de perméabilité en fonction de la profondeur du substratum sont très compliquées à mettre en place et ce type de modélisation ne peut être que rarement vérifié.

Le stockage d'eau temporaire issue de la rivière permet à la zone hyporhéique d'être très active d'un point de vue biogéochimique. Le temps de transport est souvent suffisant pour laisser de nombreuses réactions chimiques se produire (Harvey *et al.*, 2003).

Aujourd'hui près de 50% des publications sur la zone hyporhéique sont centrées sur les processus physiques contre seulement 8% dans les années 80.

II.2-PROCESSUS GÉOCHIMIQUES

Les processus géochimiques sont représentés par l'ensemble des réactions et transformations géochimiques ayant lieu au sein de la zone hyporhéique. Les paramètres géochimiques de cet environnement vont grandement influencer quelles espèces de faune et de flore pourront vivre et se développer au sein de la zone hyporhéique. On y retrouve des interactions dans la plupart des grands cycles biogéochimiques comme : le cycle du carbone, de l'azote, du phosphore, de l'oxygène, ainsi que certains métaux et autres espèces chimiques, par des réactions de précipitation/dissolution. Contrairement aux eaux de surface qui circulent rapidement, les vitesses d'écoulement en zone hyporhéique sont beaucoup plus lentes. Le ralentissement de l'écoulement lorsque l'eau de rivière pénètre dans les sédiments permet à un grand nombre de réactions géochimiques de se produire, ce qui modifie la chimie initiale des eaux (Harvey et Fuller, 1998, McClain *et al.*, 2003, Gandy *et al.*, 2007, Battin *et al.*, 2008, Harvey *et al.*, 2013).

Il est également possible de travailler sur l'évolution d'éléments chimiques injectés de façon artificielle dans la rivière. Par exemple, Avanzino *et al.* (1984) ont injecté plusieurs éléments chimiques comme le chlorure, le sodium et le strontium et ont observé comment les sédiments du lit de la rivière pouvaient adsorber certains de ces éléments. À la fin des années 1990, les flux en zone hyporhéique sont intégrés au modèle MINTEQA (Allison *et al.*, 1991), en considérant un équilibre chimique au niveau des échanges d'eau entre la rivière et les sédiments (Runkel *et al.*, 1996a, 1996b, 1999, Runkel, 2010, Wörman *et al.*, 1998).

De même, lorsque l'on s'intéresse aux eaux souterraines, le contact avec les eaux de surface peut également avoir un impact non négligeable sur leur géochimie (Nagorski et Moore, 1999, Conant *et al.*, 2004). Ainsi, des espèces chimiques à l'état réduit contenues dans les eaux souterraines peuvent s'oxyder en remontant au niveau des sédiments superficiels de la rivière, pour y être soit consommées par les organismes, soit stockées, soit rejetées dans les eaux de surface (Hedin *et al.*, 1998, Gandy *et al.*, 2007).

On s'intéresse en particulier aux principes caractéristiques des masses d'eau : gradients de température, lumière, redox, pH. En plus des mesures faites dans la zone hyporhéique, il est nécessaire de suivre également ces conditions dans la rivière et la nappe pour pouvoir mettre en évidence les évolutions. L'un des rôles-clés de la zone hyporhéique est de retenir et produire de la matière organique (Boulton, 2007). Celle-ci peut agir comme une source ou un puits de carbone selon le volume et la direction des flux et l'activité biologique (Vervier *et al.*, 1992). De même, les processus de nitrification/dénitrification sont grandement influencés par la pénétration de l'oxygène dans cette zone. Pour l'oxygène par exemple, son cycle est fortement dépendant de la quantité de respiration microbienne, qui peut alors provoquer un fort gradient redox le long des chemins d'écoulements entre la rivière et les sédiments. Enfin, la zone hyporhéique peut également se révéler capable sous certaines conditions de servir de zone de rétention pour les métaux lourds issus des industries comme le drainage minier.

II.3-PROCESSUS BIOLOGIQUES

Les processus biologiques concernent tous les organismes vivants au sein de la zone hyporhéique, leurs interactions et relations. Au vu de la richesse environnementale du milieu, on peut aussi parler d'écosystème hyporhéique. Les organismes vivant de façon temporaire ou permanente dans la ZH modifient la morphologie et les propriétés chimiques des sédiments de cette zone (mouvement, dépôts, respiration, production). Ils transforment des éléments nutritifs majeurs et mineurs ; tous ces processus sont qualifiés de biogéochimiques. La présence d'un milieu algaire peut par exemple modifier le temps de retour à l'état initial du système après une perturbation. Il est favorable aux producteurs primaires et supporte une communauté d'organismes vertébrés dont le développement est favorisé par la remontée d'eaux froides riches en nutriments. L'intense activité microbienne est la cause de nombreuses interactions biogéochimiques (Brunke et Gonser, 1997, Findlay et Sobczak, 2000, Battin *et al.*, 2008).

Malgré le fait que les écologistes aient défini en premier cette zone, on ne trouve que peu d'études publiées sur le sujet avant le début des années 90. D'un point de vue biologique, la zone hyporhéique se révèle un habitat permanent (Boulton, 2000, Hakenkamp, 2000) ou temporaire pour de nombreuses espèces. Les conditions environnementales uniques et très particulières de ce milieu en font un lieu de vie extrêmement riche. Grâce à des températures plus stables et un stress moins important que dans la rivière, il peut être considéré à la fois comme un refuge et une zone de ponte. Enfin, il apporte parfois une protection en cas de pollution anthropique dans la rivière pour certains organismes.

Les échanges au sein de la zone hyporhéique ont un rôle majeur. Ils permettent d'apporter du carbone, de l'oxygène et des éléments chimiques nutritifs qui ne sont pas présents en grande quantité dans les sédiments. Une zone propice à la vie peut se développer où les vitesses des flux sont suffisamment lentes. Ceci permet donc le développement d'espèces utilisant un métabolisme aérobie, ce qui n'est pas possible dans les eaux souterraines (Hendricks, 1993, Findlay et Sobczak, 2000, Fischer *et al.*, 2005, Christensen *et al.*, 1990, Rysgaard *et al.*, 1994, Baker *et al.*, 2000b, Arnon *et al.*, 2007).

Pour conclure, l'intérêt de la zone hyporhéique comme niche écologique a été mis en évidence par les écologistes concernant la présence d'organismes dans les sédiments. Puis des biogéochimistes et des hydrologues physiiciens ont étudié le lien entre les phénomènes physico-chimiques et le milieu biologique. Il existe même depuis quelques années une revue spécialement dédiée à ce milieu : "Streams and Ground Waters".

II.4-INTERACTIONS POSSIBLES ENTRE LES DIFFÉRENTS TYPES DE PROCESSUS

Selon les études menées et les publications dans les différentes revues scientifiques, les auteurs se sont concentrés sur un ou plusieurs processus mais la multiplication de différents types de mesures rend aussi ces dernières plus difficiles à interpréter.

Le mélange entre des eaux oxygénées et de température variable et des eaux souterraines plus stables favorise le développement microbien (Hedin *et al.*, 1998, Findlay et Sobczak, 2000, Nogaro *et al.*, 2013), mais aussi les réactions d'oxydo-réduction (Duff et Triska, 1990, Jones et Holmes, 1996) comme la précipitation d'oxydes métalliques (Von Gunten et Lienert, 1993, Fuller et Harvey, 2000, Landmeyer *et al.*, 2010). Le développement plus ou moins important de cette zone peut donc aller jusqu'à influencer la composition des eaux à la sortie de bassins de drainage soumis à une forte pollution due à des activités anthropiques. Ce type de propriétés confère à la zone hyporhéique une importance capitale dans la compréhension et la limitation des effets de la pollution au sein d'un environnement naturel. De nombreux projets et études de restauration de la continuité écologique des cours d'eau et le maintien de zones humides sont basés sur ces découvertes, car ces zones se sont révélées indispensables au maintien d'une bonne qualité des eaux naturelles et préservent un habitat écologique extrêmement riche.

Il n'existe actuellement que peu d'études sur la modélisation du couplage des interactions biologiques, chimiques et des écoulements à cause de leur trop grande complexité et du grand nombre de paramètres à prendre en compte. En revanche, les modèles se concentrent sur l'un ou l'autre des aspects de cette interaction, comme les apports en oxygène ou en azote, pour ensuite essayer de combiner ces résultats avec leur impact sur la biologie. On comptabilise en tout 12 processus qui sont principalement étudiés dans la zone hyporhéique (Figure 1-5).

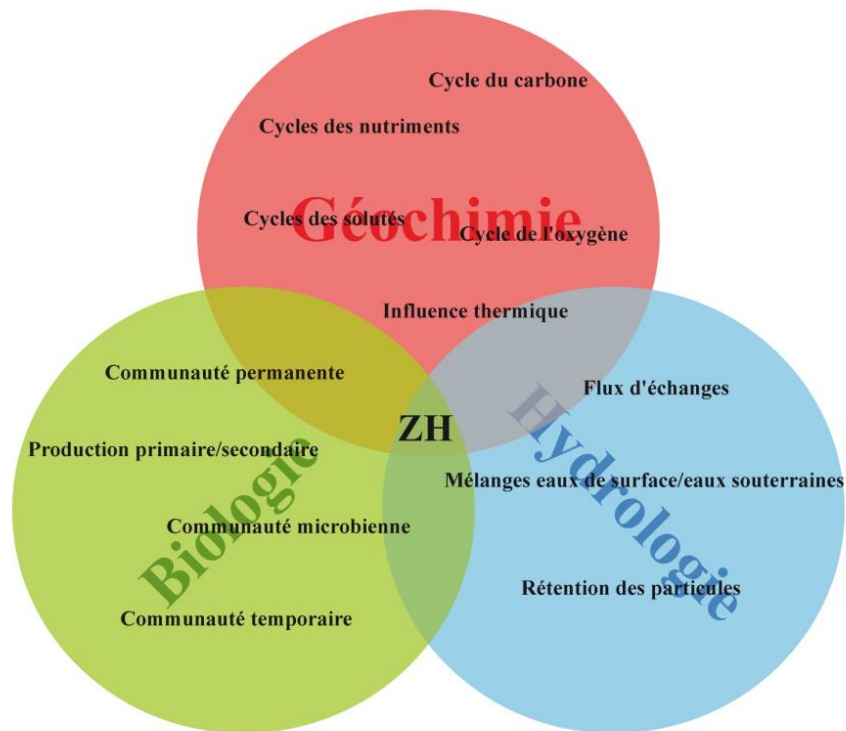


Figure 1-5 : Schéma récapitulatif des principaux processus étudiés au sein de la zone hyporhéique.

B-COMMENT LA ZONE HYPORHÉIQUE FONCTIONNE-T-ELLE?

I-MISE EN PLACE DU MÉLANGE

En général, une zone hyporhéique peut être définie comme une zone d'interaction entre eaux de surface et eaux souterraines en tout endroit de la rivière au niveau des sédiments formant le fond de la rivière ou de formations perméables ou semi-perméables. Ce critère détermine s'il est possible ou non d'avoir un échange d'eau relativement "rapide" et transitoire au sein de cette zone, ce qui n'est pas forcément possible lorsque la perméabilité du milieu est très faible.

Il existe un certain nombre d'articles de synthèse décrivant les interactions eaux de surface- eaux souterraines sous différents angles : définition et description générale (Sophocleous, 2002, Woessner, 2000, Bencala, 2000, Bencala *et al.*, 2011), interdisciplinarité et nouvelles méthodologies (Fleckenstein *et al.*, 2010, Krause *et al.*, 2009, Krause *et al.*, 2014, Krause *et al.*, 2011), dimension spatiale (Buffington et Tonina, 2009, Tonina et Buffington, 2009), restauration (Hester et Gooseff, 2010), ou encore modélisation (Boano *et al.*, 2014).

I.1-ÉCHELLES SPATIALES

La zone hyporhéique s'étend dans les trois dimensions spatiales :

- i. Longitudinale, dans le sens d'écoulement du cours d'eau ;
- ii. Latérale, au niveau des berges de part et d'autre de la rivière ;
- iii. Verticale, depuis la surface vers les sédiments profonds.

Les études portant sur l'extension spatiale des flux hyporhéiques ont été plutôt réalisées sur des cours d'eau du deuxième et troisième ordre (selon Strahler), puis depuis quelques années aussi des ordres plus élevés, c'est-à-

dire des cours d'eau plus importants. Plus le cours d'eau est large, plus les processus étudiés se produisent à grande échelle (apports d'oxygène, mélanges thermiques, évolution des solutés...).

L'échelle longitudinale est souvent la plus grande des dimensions de la zone hyporhéique, de l'ordre du kilomètre. Pour l'étude d'un processus en particulier, différentes échelles peuvent être considérées : 10 à 100 m voire 1000 m. Pour les cours d'eau majeurs, on manque en général d'informations concernant les variations de charges à échelle réduite.

L'échelle latérale est plutôt de l'ordre de 1 à 10 m, voire jusqu'à 100 m sur certains cours d'eaux, surtout pour les études portant sur les cycles du carbone et les nutriments. Des échelles plus réduites sont utilisées pour les études sur les flux, les mélanges d'eaux et l'activité microbienne.

L'échelle verticale est principalement axée sur la zone comprise entre 0 et 1 mètre de profondeur. On notera également une augmentation des études où sont considérées à la fois des échelles verticales et latérales. Le couplage le plus fréquent s'intéresse à une échelle verticale de 0 à 1 mètre associée à une échelle latérale de 1 à 10 mètres.

Ainsi, on trouvera un certain nombre de recherches faites à des échelles assez réduites de l'ordre du centimètre au mètre : Elliott et Brooks, 1997b, Packman et Brooks, 2001, Marion *et al.*, 2002, Tonina et Buffington, 2007. Au contraire, d'autres auteurs se sont concentrés sur des études à des échelles spatiales et temporelles beaucoup plus longues (centaine de mètres au kilomètre) : Stanford et Ward, 1988, Wondzell et Swanson, 1996a, Harvey et Wagner, 2000, Cardenas *et al.*, 2004, Boano *et al.*, 2006, Wörman *et al.*, 2007a, Revelli *et al.*, 2008, Hester et Doyle, 2008.

Le nombre potentiel d'échelles d'études démontre bien toute la complexité de ces flux qui nécessitent des expérimentations à différentes échelles et ne peuvent donc que très rarement être étudiés dans tous leurs aspects (Tóth, 1963, Cardenas, 2007, 2008b, Wörman *et al.*, 2007a, Marklund et Wörman, 2011). En règle générale, il n'est possible de se concentrer que sur une échelle de temps et d'espace donnée, pour ensuite agrandir au besoin l'étude.

Une autre échelle spatiale occupe une place importante dans les échanges nappe-rivière : l'interaction qui se crée au niveau des berges. Certains auteurs ont essayé de rattacher les processus du sein des berges au concept de la zone hyporhéique. Leur fonctionnement est permanent (Buffington et Tonina, 2009) et le concept d'ennoiement ponctuel des berges lors des crues provoque régulièrement la mise en place de flux latéraux (Pinder et Sauer, 1971, Sophocleous, 2002, Mertes, 1997, Tockner *et al.*, 2000, Trigg *et al.*, 2013). Il semble clair que la dynamique d'un cours d'eau tend à inclure les berges dans des écoulements plus ou moins ponctuels entre la nappe et la rivière par le phénomène de stockage temporaire lors d'une montée du niveau des eaux. À plus large échelle, les inondations tendent à créer des transferts d'eau latéraux dans la zone non-saturée (ZNS) et donc des flux d'eau latéraux en ZH qui peuvent avoir un impact important à l'échelle d'un tronçon de cours d'eau (Hoehn et Cirpka, 2006, Molina-Giraldo *et al.*, 2011, Vogt *et al.*, 2012, Nowinski *et al.*, 2012).

Ainsi, les flux en zone hyporhéique doivent être considérés dans les trois dimensions de l'espace, et ne peuvent être réduits à une circulation bidimensionnelle au sein des sédiments de rivière actionnée par la morphologie du terrain (changements topographiques) et donc des paramètres hydrodynamiques (variations de charge). La prise en compte de l'impact des berges à différentes échelles spatiales et temporelles doit aussi faire partie intégrante du processus de compréhension du fonctionnement de la ZH dans sa globalité (Figure 1-6).

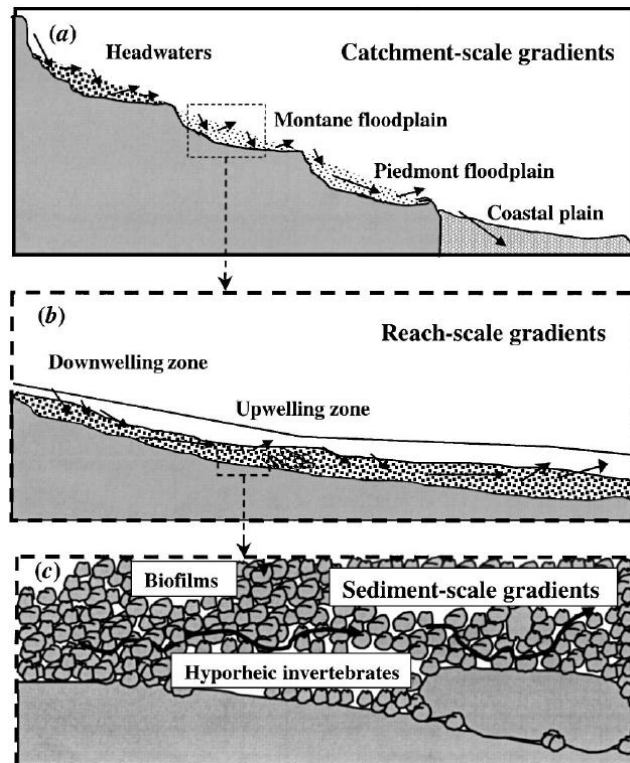


Figure 1-6 : Présentation des différentes échelles d'études pour la zone hyporhéique ; a) l'échelle du bassin versant, b) l'échelle de la rivière, c) l'échelle des sédiments (Boulton *et al.*, 2003).

1.2-ECHELLES TEMPORELLES

Les premières échelles temporelles ont été mises en évidence pour des événements ponctuels et des variations saisonnières (Stonedahl *et al.*, 2010, Cardenas, 2008b). Souvent les campagnes de terrain réalisées sont assez courtes et donnent une vision instantanée du milieu mais les expériences sont reproduites en différentes saisons et conditions.

Plusieurs articles de synthèse ont fait le point sur les différentes avancées de la recherche sur la zone hyporhéique. Ward (2016) fait le compte des articles interdisciplinaires et pose de nouvelles questions sur l'étude de cette zone dans les années à venir, proposant de nouvelles problématiques. Cardenas (2015) résume le développement de la recherche sur le sujet, depuis l'apparition d'une boîte noire d'échanges nappe rivière jusqu'à l'actuelle recherche interdisciplinaire. Boano *et al.* (2014) récapitulent le fonctionnement de la zone hyporhéique, les grands principes de base, mais présentent aussi la modélisation qui existe sur le sujet. La grande complexité de cet environnement réside en partie sur des échanges se produisant de façon fractale, c'est à dire à différentes échelles de temps et d'espace, qui peuvent être traitées de façon indépendante ou liée. La dynamique se fait non seulement à différentes échelles mais aussi entre des réservoirs différents qu'il faut aussi prendre en compte (Malcolm *et al.*, 2006, Krause *et al.*, 2009).

Des changements dans la répartition des charges hydrauliques entre la nappe et la rivière (fréquents dans un environnement dynamique), peuvent être à l'origine d'une modification des écoulements au sein de la zone hyporhéique (Cardenas et Wilson 2007a, Fox *et al.*, 2014) (Figure 1-7). Ainsi, la taille de la zone hyporhéique augmente en période sèche et diminue en période humide, en accord avec les variations de charge des eaux souterraines et des eaux de surface (Harvey *et al.*, 1996, Wondzell et Swanson, 1996a). Les flux diminuent en hiver car le débit des eaux souterraines s'oppose à l'enfoncement de l'eau de surface dans les sédiments et inversement en été. Outre ces variations annuelles, des processus saisonniers ou journaliers ont aussi été étudiés et créent des ajustements dans les écoulements (Loheide et Lundquist, 2009, Wondzell *et al.*, 2010).

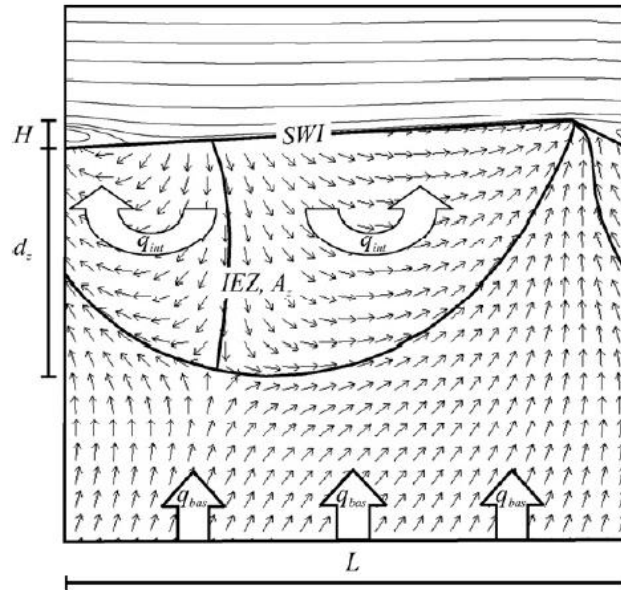


Figure 1-7 : Représentation schématique d'un modèle de distribution des flux au sein de la zone hyporhéique en fonction d'une série de conditions hydrogéologiques, dont les flux ascendants provenant des eaux souterraines (d'après Cardenas et Wilson, 2007b).

L'étude d'une crue sur une séquence de rides a déjà été proposée, à l'image des travaux de Harvey et al., 1996, Wondzell et Swanson, 1996a, Francis et al., 2010, Käser et al., 2009, Shope et al., 2012, Nowinski et al., 2012, Gariglio et al., 2013, etc. Les résultats de ces études ont montré que le flux hyporhéique était maximisé durant la période de récession d'une crue. En effet, la topographie influence énormément les flux lorsque la pente de la rivière est modifiée. De plus, l'augmentation des vitesses d'écoulement pendant les crues augmente aussi les échanges à plus petite échelle grâce à un régime plus fortement turbulent. À l'inverse, en période de hautes eaux, les eaux souterraines s'opposent à l'infiltration d'eau de surface dans la zone hyporhéique. Des modifications des structures topographiques peuvent également résulter des périodes de crue et modifier la longueur d'onde des structures, provoquant souvent un enfoncement de la zone hyporhéique (Harvey et al., 2012).

De façon générale, les relâchements cycliques d'eau dans un cours d'eau ont déjà été étudiés, qu'ils puissent provenir de phénomènes naturels ou anthropiques. On pourra par exemple citer les barrages (Sawyer et al., 2009, Gerecht et al., 2011), les crues d'orages (Sawyer et al., 2014), les retenues d'eau (Harvey et al., 2004) ou encore les dispositifs de protection des écosystèmes (Larsen et al., 2014).

I.3-VARIATION DE LA CHARGE HYDRAULIQUE

L'intensité et la direction des flux au sein de cet espace sont complexes car elles dépendent des conditions hydrologiques des eaux de surface, mais aussi des conditions hydrogéologiques des eaux souterraines (Dent et al., 2007, Ruehl et al., 2007, Buffington et Tonina, 2009, Cardenas, 2009b). On considère en général que les flux hyporhéiques se forment préférentiellement dans les zones où l'on observe que la rivière alimente la nappe. Mais ce type de configuration n'existe au niveau régional que dans les zones arides et semi-arides où les pluies torrentielles remplissent les talwegs et peuvent s'infiltrer dans la nappe. Dans les milieux tempérés, on observe au contraire une configuration où c'est la nappe qui alimente la rivière. La nappe se recharge au niveau des sommets topographiques et se décharge au niveau des points bas, où s'écoulent des rivières pérennes. Cependant, à une échelle plus réduite, les échanges en milieu hyporhéique sont grandement influencés par des hétérogénéités locales et peuvent apparaître dans un très grand nombre de cas. Des simulations ont montré qu'en règle générale, les flux en zone hyporhéique avaient tendance à diminuer quand on augmentait l'impact

de la nappe (Cardenas et Wilson, 2007a, Boano *et al.*, 2007d, 2008, 2009a, Cardenas 2009b, Gariglio *et al.*, 2013, Voltz *et al.*, 2013, Fox *et al.*, 2014).

La mise en place d'un écoulement de la rivière vers la nappe est régulée par des gradients d'énergie potentielle et cinétique, et la charge hydraulique en rivière est régie par des paramètres statiques (altitude, pression hydrostatique) mais aussi dynamiques (vitesse et charge hydraulique induites par les hétérogénéités morphologiques du lit). À l'échelle du bassin versant, on considère qu'à l'interface eau-sédiment la charge hydraulique est égale à la hauteur d'eau (=altitude de l'eau), mais à échelle locale elle peut être influencée par des variations locales de pente et de topographie du lit, de l'échelle centimétrique à pluri-métrique.

Les variations locales de la charge hydraulique sont principalement gouvernées par des ondulations de la topographie du lit de la rivière sous la forme de séquences pool-riffles (seuil-mouilles en français) qui alternent des zones topographiquement plus basses et plus élevées. Ces séquences se retrouvent à différentes échelles, mais une grande majorité des flux a lieu à l'échelle centimétrique ou métrique (Figure 1-8). Ainsi, l'eau pénètre dans le sédiment quand la charge hydrostatique augmente, soit quand l'escarpement augmente, à l'inverse elle ressort lorsque la charge diminue dans les zones basses (Gooseff et al. 2006, Lautz et al. 2006, Marzadri et al. 2010, Sawyer et al. 2012,).

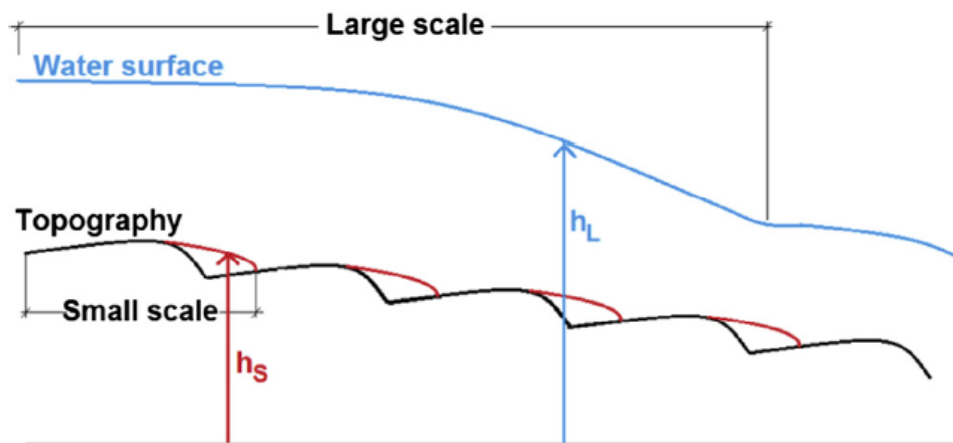


Figure 1-8 : Schéma de la modification à différentes échelles de la topographie sur la charge hydraulique. h_s représente la charge à échelle locale et h_L la charge à l'échelle plus large. La charge hydraulique totale h_T dans les sédiments de rivière est donc la somme de la charge suivant la topographie locale et la variation de la surface de l'eau suivant la pente de la rivière.

L'importance des flux issus de ces variations de charge est proportionnelle à la perméabilité et aux hétérogénéités des sédiments. Les paramètres hydrauliques de la rivière jouent également un rôle sur l'augmentation ou la diminution de ces flux. Leur vitesse peut varier de quelques centimètres par jour à plusieurs dizaines, mais il n'existe à ce jour que peu de références bibliographiques qui témoignent directement de la vitesse de ces flux, en particulier sur le terrain (Engelhardt *et al.*, 2011, Lewandowski *et al.*, 2011, Bhaskar *et al.*, 2012). De même, la quantification précise des flux est extrêmement difficile, même en termes de modélisation car elle est fortement influencée par la calibration du modèle choisi (O'Connor et Hondzo, 2008, Grant *et al.*, 2012).

Les forces hydrodynamiques sont maximales en présence de structures hétérogènes, comme des dunes, des débris de bois (Sawyer *et al.*, 2011), des cailloux... Elles augmentent avec la vitesse et diminuent lorsque les structures sont plus grandes (Elliott et Brooks, 1997a). La profondeur maximale de ces flux dépend entre autres de la longueur d'onde des figures topographiques présentes au niveau du lit de la rivière (Elliott et Brooks, 1997a, Cardenas et Wilson, 2007a).

Ces processus hydrodynamiques sont dominants dans les zones où les variations topographiques sont relativement faibles, inférieures au mètre, comme des rides ou des dunes. Un substratum plutôt perméable de type sableux peut également optimiser ces flux. On observe que l'importance de ce type de flux décroît lorsque le niveau d'eau dans la rivière augmente. De plus, le rapport entre la longueur d'onde et la dimension des figures topographiques doit être en général inférieur à un facteur 10 (Elliott et Brooks, 1997a, Wörman *et al.*, 2002, 2007a, Boano *et al.*, 2007a).

Le temps de résidence moyen de l'eau au sein des sédiments est proportionnel à la longueur d'onde des figures et inversement proportionnel à la perméabilité du substratum (Elliott et Brooks 1997a., Stonedahl *et al.*, 2010). Il est distribué selon une loi exponentielle, puissance ou logarithmique (Jonsson *et al.*, 2003, Cardenas *et al.*, 2008d, Tonina et Buffington, 2011, Harvey *et al.*, 2013).

En revanche, en présence de situations plus complexes, les interactions entre les variations de vitesse et de charge, ainsi que leur impact sur les flux en zone hyporhéique sont plus difficiles à cerner du fait du grand nombre de paramètres qui entrent en ligne de compte et agissent en interaction les uns avec les autres (Endreny *et al.*, 2011a, 2011b, Hassan *et al.*, 2014).

Bien que souvent laminaires, les flux en zone hyporhéique peuvent aussi révéler un caractère assez dynamique en présence de rivières très turbulentes (torrents de montagnes) ou ayant un fort courant (Boano *et al.*, 2011). On est donc en présence dans la majorité des cas de flux issus de processus d'advection au sein de la rivière dans un contexte d'écoulement plutôt turbulent et où la rivière s'écoule suffisamment vite pour permettre la mise en place de flux au sein des sédiments due à la présence d'hétérogénéités topographiques.

Outre les gradients hydrostatiques, des gradients de température (Musgrave et Reeburgh, 1982) ou de concentration (Webster *et al.*, 1996, Boano *et al.*, 2009a, Jin *et al.*, 2011) peuvent aussi être à l'origine de la mise en place de flux au sein des sédiments de rivière. Ces processus sont plutôt prédominants au sein des environnements calmes (lacs, côtes), alors que les environnements plus dynamiques sont principalement contrôlés par les variations hydrostatiques. De même, on peut trouver la mise en place de certains flux dominés par des processus de diffusion qui ne sont majoritaires que dans le cas d'eaux assez calmes avec un substratum constitué de sédiments peu perméables comme des argiles ou des silts (Huettel et Webster, 2001).

II-IMPACT SUR L'ENVIRONNEMENT

D'un point de vue environnemental, on peut donner de nombreux exemples de l'intérêt écologique de la zone hyporhéique. On peut citer des études portant sur les flux formés après la mise en place de barrages construits par les castors (Lautz *et al.*, 2006), l'utilisation de cette zone par certains poissons comme les saumons (Tonina et Buffington, 2009a), l'effet de la transpiration des arbres sur l'augmentation des échanges en journée et leur réduction la nuit (Wondzell *et al.*, 2010), ou encore les bioturbations au sein des sédiments (Boudreau, 2000) qui sont autant d'exemples montrant l'importance écologique et environnementale de cette zone.

La complexité des échanges d'eaux a une grande influence sur la faune et la flore du milieu (White et Hendricks, 2002, Boulton et Hancock, 2006). Les écologistes se sont intéressés en particulier à l'apport d'eaux oxygénées au sein des sédiments de rivière via l'eau de surface (Williams et Hynes, 1974, Stanford et Ward, 1988). De même, le développement algaire tel le periphyton est en relation directe avec les apports d'eau en zone hyporhéique (Valett *et al.*, 1994). Sur le fond de la rivière et les berges, l'impact des racines a également déjà été mis en évidence (Battin *et al.*, 2003).

La zone hyporhéique agit donc comme une zone de transition entre deux masses d'eau ayant des propriétés physico-chimiques souvent assez différentes, en passant d'un environnement de surface bien oxygéné et mélangé à un milieu réduit, sans lumière. Ainsi, de nombreux cycles biogéochimiques se trouvent modifiés ou perturbés dans cet environnement :

- i. Le cycle de l'azote (Duff et Triska, 2000, Mulholland *et al.*, 2008, Böhlke *et al.*, 2009) ;
- ii. Le cycle du carbone (Grimm et Fisher, 1984, Kim *et al.*, 1995, Conant *et al.*, 2004, Battin *et al.*, 2008) ;
- iii. La spéciation des métaux, des particules et de la matières organique (Bourg et Bertin, 1993, Von Gunten et Lienert, 1993, Cushing *et al.*, 1993, Fuller et Harvey, 2000, Packman *et al.*, 2000a, Hendricks et White, 2000, Ren et Packman, 2002, 2005, Newbold *et al.*, 2005, Karwan et Saiers, 2012 Harvey *et al.*, 2012, Palumbo-Roe *et al.*, 2012).

Les bactéries qui participent à la plupart de ces cycles biogéochimiques sont également impactées (Bencala *et al.*, 1984, Grimm et Fisher, 1984, Mulholland *et al.*, 1997, Harvey et Fuller, 1998, Baker *et al.*, 2000a, McKnight *et al.*, 2004, Battin *et al.*, 2003, 2008, Ren et Packman, 2004b, 2005).

La capacité de rétention de certains métaux lourds ou polluants organiques au sein de la zone hyporhéique est particulièrement étudiée. En effet, il semblerait que cette zone puisse agir comme un régulateur, voire un capteur de certains polluants et pourrait donc à terme servir à la décontamination "naturelle" de l'environnement face à une pollution d'origine anthropique. Fuller et Harvey (2000) et Harvey et Fuller (1998) ont réalisé une simulation de la répartition de différents métaux dans la zone hyporhéique, mais sans données de terrain pour valider leurs résultats. Ce type d'étude démontre la possibilité de ce milieu à influencer la pollution des eaux de surface, en permettant la précipitation de certains éléments dans les pores. Ce type de modèle semble assez limité pour rendre compte des hétérogénéités de comportement à l'échelle locale, mais se révèle beaucoup plus fiable à l'échelle de la rivière complète.

III-POSSIBILITÉS D'AMÉNAGEMENTS CONTRÔLÉS

L'étude de la zone hyporhéique a été aussi grandement développée grâce aux nombreux projets de restauration et de contrôle de la circulation naturelle des cours d'eau et de la préservation d'une bonne qualité et d'un environnement naturel propice au développement biologique (Kasahara et Hill, 2007a, 2007b, Boulton, 2007, Lautz et Fanelli, 2008, Kasahara *et al.*, 2009, Hester et Gooseff, 2010, O'Connor *et al.*, 2010, Ward *et al.*, 2011, Lawrence *et al.*, 2013). L'impact sur la zone hyporhéique de structures anthropiques comme les barrages, les biefs, les canalisations, a également été étudié. Ainsi, il a été démontré que les rivières artificiellement contrôlées par des barrages présentaient en général des zones de ralentissement du flux où les échanges étaient plus importants (Francis *et al.*, 2010, Cardenas, 2010, Slater *et al.*, 2010, Gerech et al., 2011, Johnson *et al.*, 2012). À l'inverse, les zones situées en aval des ouvrages sont nettement plus sensibles à l'érosion et le flux est artificiellement accéléré. Mais ces conclusions sont encore incomplètes, car elles ne font pas état de l'effet des ouvrages sur les interactions entre l'eau de surface et le milieu poreux et sur le bon fonctionnement réel de la zone hyporhéique qui est très complexe à instrumenter.

C-ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE LA ZONE HYPORHÉIQUE

Au vu de sa complexité, la zone hyporhéique se révèle une structure assez difficile à étudier, car elle varie de façon spatiale, mais aussi temporelle. De plus, selon l'échelle choisie, les outils utilisés pour les études ne seront pas les mêmes. De nombreuses expériences ont été réalisées en utilisant une grande variété d'instruments.

I-MESURES CLASSIQUES HYDRODYNAMIQUES

Pour étudier la dynamique de la zone hyporhéique, la méthode "classique" consiste à instrumenter la rivière et la zone hyporhéique en parallèle à l'aide de sondes pour mesurer la pression et donc la charge hydraulique. Ce type de mesures se fait dans le cadre du suivi d'un ou plusieurs événements ponctuels de type crue ou inondation. Dans ce dernier cas, les berges sont aussi instrumentées pour étendre le suivi sur la zone inondable. La difficulté de ces mesures consiste à pouvoir mesurer des événements aléatoires et dont

l'occurrence peut varier d'une année à l'autre. Sawyer *et al.* (2014) présentent ainsi une étude de suivi de la zone hyporhéique pendant l'ouragan Sandy, soit un événement exceptionnel. Les mesures de gradients verticaux permettent d'avoir un aperçu de la différence de charge hydraulique entre la nappe et la rivière. À l'aide du signe, il est alors possible de déterminer dans quel sens se font les échanges (Dudley-Southern et Binley, 2015).

Ce type de mesures, bien qu'efficace pour suivre la dynamique de la zone hyporhéique, reste cependant relativement limité si utilisé seul. Ces mesures hydrodynamiques sont très souvent couplées à des mesures géochimiques afin de suivre un ou plusieurs éléments au sein de l'eau porale et quantifier ainsi le mélange entre eaux de surface et eaux souterraines.

II-UTILISATION DE TRACEURS

II.1-TEMPÉRATURE

Dans le cadre de l'étude des échanges nappes rivières, un des outils les plus développés et utilisés est le suivi de la température le long de profils verticaux et sa répartition spatiale et temporelle à différentes échelles (Neilson *et al.*, 2010a, 2010b). La température de l'eau est souvent différente entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Les eaux souterraines, dont le déplacement est lent, sont souvent tamponnées et ne présentent que des variations de températures lentes, saisonnières et/ou annuelles. À l'inverse, les eaux de rivière sont au contact direct de l'air et leur température est donc fortement influencée par le milieu extérieur. Elles présentent des variations journalières qui se propagent jusqu'à une profondeur variable. La ZH se trouve donc être le siège d'un mélange entre des eaux de températures différentes (Figure 1-9), avec un gradient pouvant être assez fort sur les petits cours d'eau. Les cours d'eau plus importants sont quant à eux plutôt tamponnés et montrent des variations de moindre amplitude ou avec une longueur d'onde plus grande. Or, de nombreuses réactions biogéochimiques sont fortement influencées par la température, les vitesses de réaction peuvent varier selon la température de l'eau porale.

On peut également s'intéresser à la température de décharge de l'eau de nappe (Malcolm *et al.*, 2005, 2006, Boano *et al.*, 2007a, 2007b). Ainsi, des études tendent à lier les mécanismes agissant sur les transferts de chaleur et donc de température et la qualité de l'eau dans la ZH (Schmidt *et al.*, 2006, Kalbus *et al.*, 2009, Neilson *et al.*, 2010a, 2010b, Briggs *et al.*, 2011, Angermann *et al.*, 2012).

Les études portant sur les suivis de température sont relativement efficaces car elles permettent de retrouver des valeurs quantitatives des échanges, tout en restant assez faciles à mettre en œuvre (Anderson, 2005, Constantz, 2008). Elles peuvent se faire à haute résolution à l'aide de capteurs de type fibre optique répartis sur une profondeur variable (Selker *et al.*, 2006, Tyler *et al.*, 2009, Briggs *et al.*, 2012). La température en tant que traceur peut également être utilisée comme un traceur artificiel. Un pulse artificiel de chaleur peut être injecté dans la rivière ou les sédiments pour suivre sa répartition dans le milieu poreux et la rivière (Lewandowski *et al.*, 2011).

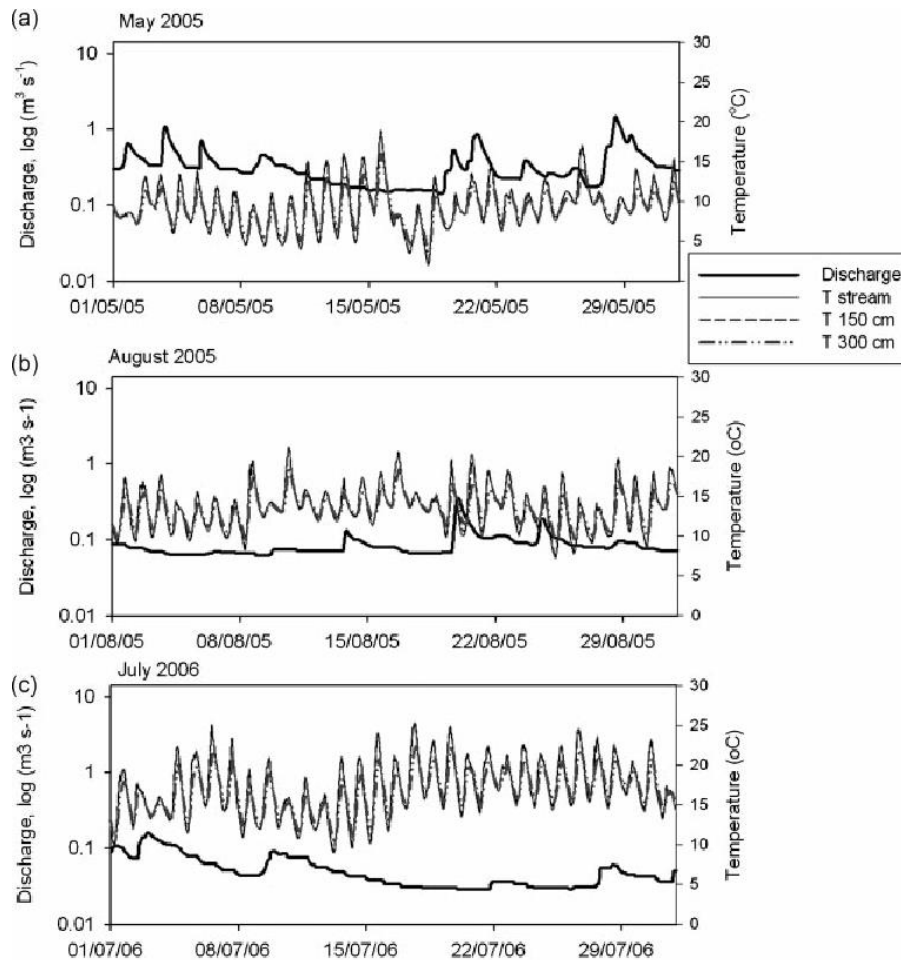


Figure 1-9 : Exemple d'une étude sur l'évolution de la température en zone hyporhéique par rapport au débit et à la température de la rivière (Soulsby *et al.*, 2009).

II.2-GÉOCHIMIE

Il existe deux types d'éléments chimiques qui peuvent être utilisés comme traceurs : les traceurs déjà présents naturellement au sein du milieu ou les traceurs actifs, injectés de façon artificielle.

Les traceurs conservatifs sont des éléments chimiques considérés comme inactifs dans les processus biogéochimiques, et qui peuvent donc servir de repère pour tracer certaines masses d'eaux. Kirchner *et al.* (2000) ont par exemple étudié la réponse de la rivière à une pluie en utilisant des analyses en chlorures, considéré comme conservatif au sein de la zone hyporhéique. Ils démontrent une réponse relativement rapide du cours d'eau alors que la réponse à l'échelle du bassin est beaucoup plus étalée dans le temps car les temps de rétention et donc le relargage progressif se fait à différentes échelles de temps et d'espace. Le chlorure est un élément très utilisé car il est présent de façon naturelle dans les eaux, mais peut aussi être facilement injecté de façon artificielle. De plus, il est très facile à mesurer à partir d'échantillons d'eau, ce qui n'est pas le cas de certains autres traceurs comme l'uranium ou le radon.

De la même façon que pour les traceurs conservatifs, il est possible de simuler le transport de traceurs réactifs au sein de la zone hyporhéique, dont la concentration va évoluer spatialement et temporellement (Haggerty *et al.*, 2009, Liao et Cirpka, 2011, Liao *et al.*, 2013). Le principal avantage de ce type de traceur est qu'il permet de rendre compte de l'évolution des éléments chimiques participant aux interactions biogéochimiques comme la respiration, la dénitrification ou le développement des microorganismes ou des films algaires (Rutherford *et al.*,

1993, 1995, Elliott et Brooks, 1997a, Sheibley *et al.*, 2003, Gu *et al.*, 2007, 2008, Boano *et al.*, 2010c, Marzadri *et al.*, 2011, Bardini *et al.*, 2012, 2013).

III-GÉOPHYSIQUE

Le développement de l'hydrogéophysique, discipline qui permet de coupler l'instrumentation géophysique à des problématiques hydrogéologiques, permet de voir émerger une nouvelle approche de la zone hyporhéique. En effet, les méthodes géophysiques fournissent une image du sous-sol à l'aide d'un très grand nombre de mesures. Le principal avantage de ces méthodes est de proposer des profils bi- ou tridimensionnels de la subsurface avec une acquisition non destructive et reproductible dans le temps. Ces méthodes se révèlent donc très intéressantes pour faire un suivi spatial et temporel de la géométrie et de la dynamique de la zone hyporhéique au cours du temps.

III.1-MESURES RADAR

Parmi les types de méthodes géophysiques utilisées pour l'étude de la ZH, le radar est une méthode basée sur un signal électromagnétique, dont la réflexion au sein des sédiments permet de retrouver la géométrie de ces derniers ainsi que certains paramètres du sol (Kowalsky *et al.*, 2006). Cette méthode a donc pu être utilisée pour retrouver de façon précise la répartition des différents faciès dans lesquels se développe la zone hyporhéique (Brosten *et al.*, 2009, Zarnetske, 2009, Bianchin *et al.*, 2011, Mermillod *et al.*, 2015). Des suivis d'un traceur salé ont même été réalisés (Hinz *et al.*, 2008). Ces informations sont cruciales car elles permettent de voir précisément l'extension spatiale de la zone hyporhéique et de détecter de potentielles zones plus actives d'un point de vue biologique et géochimique.

III.2-MESURES ÉLECTRIQUES

L'autre méthode principalement utilisée dans l'étude de la zone hyporhéique est la tomographie de résistivité électrique ou ERT (Electrical Resistivity Tomography) (Auken *et al.*, 2014). Cette méthode permet de réaliser des images du sous-sol grâce à sa capacité à mettre en évidence une variation continue de la résistivité du milieu sur l'ensemble du profil, après inversion d'un grand nombre de données (Orlando et Renzi, 2013, Singha et Gorelick, 2006). Les mesures de résistivité électrique sont utilisées pour une grande variété d'études hydrogéologiques : impact de l'eau salée au niveau des zones côtières (Acworth et Dasey, 2013), salinisation (Wagner *et al.*, 2013), pollution et migration du CO₂ (Auken *et al.*, 2014), propriétés du sol (Brunet *et al.*, 2010), infiltration (Yeh *et al.*, 2002, Clément *et al.*, 2009, Mitchell *et al.*, 2010, Coscia *et al.*, 2011, 2012, Ulusoy *et al.*, 2015). De plus, le paramètre mesuré est dépendant de la lithologie du sous-sol, mais également du contenu en eau et de sa minéralisation (Jardani *et al.*, 2013, Crestani *et al.*, 2015). Dans un premier temps, les méthodes ERT sont utilisées pour représenter la structure des sédiments et de la zone saturée à proximité des cours d'eau (Crook *et al.*, 2008, Koch *et al.*, 2009). Les relations entre eaux de surface et eaux souterraines sont mises en évidence via des mesures de tomographie électrique (Singha *et al.*, 2008, Koch *et al.*, 2009, Johnson *et al.*, 2012, Gonzalez-Pinzon, 2015, Smidt *et al.*, 2015).

D'autres auteurs, à l'image de Nyquist *et al.* (2008) et de Cardenas et Markowski (2011), ont montré que des mesures électriques peuvent également se révéler particulièrement utiles pour suivre les variations de résistivité au sein de la zone hyporhéique lors de variations du débit de la rivière (Figure 1-10).

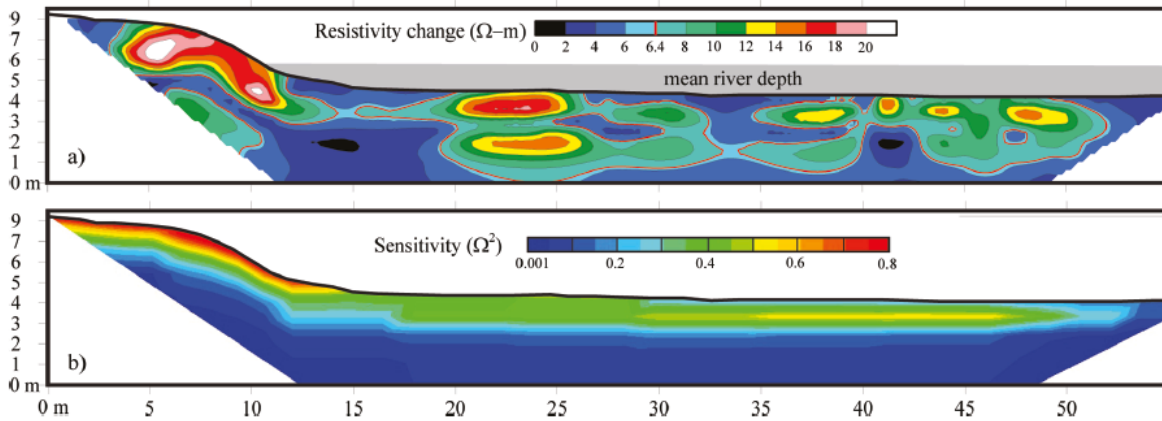


Figure 1-10 : Exemple de profil de tomographie électrique réalisé sous une rivière (a) et sensibilité du modèle proposé (b) (d'après Cardenas et Markowski, 2011).

D'un point de vue théorique, plusieurs auteurs se sont penchés sur le développement de logiciels ou de méthodes d'inversion de données afin de réaliser des mesures 3D et en time-lapse (suivi temporel) (Loke et Barker, 1996, Rubin et Hubbard, 2006, Oldenberger *et al.*, 2007a, Pidlisecky *et al.*, 2007, Karaoulis *et al.*, 2011, 2013, LaBrecque et Yang, 2001, Loke *et al.*, 2013, 2014a, 2014b, Zhou *et al.*, 2014, Wilkinson *et al.*, 2015). Dans le cadre de l'étude sur la zone hyporhéique, il est nécessaire de pouvoir travailler si possible dans un environnement 3D et variable temporellement. Sur le terrain, il a également été démontré que la température pouvait avoir un rôle significatif sur les mesures de résistivité (Hayley *et al.*, 2007, 2010). Singha *et al.* (2008), développent une théorie basée sur la relation entre des mesures de résistivité électrique effectuées lors d'une expérience de traçage pour retrouver des zones invariantes. Ainsi, de nombreuses expériences ont été menées pour suivre un traceur artificiel au sein d'une masse d'eau (Slater et Sandberg, 2000, Kenma *et al.*, 2002, Slater *et al.*, 2002, Singha et Gorelick, 2005, 2006, Oldenberger *et al.*, 2007b, Pollock et Cirpka, 2008, 2010, 2012, Hayley *et al.*, 2009, Haggerty *et al.*, 2010, Monego *et al.*, 2010, Nyquist *et al.*, 2010, Wilkinson *et al.*, 2010, Doetsh *et al.*, 2012, Hermans *et al.*, 2012, Audebert *et al.*, 2014, Caporese *et al.*, 2015).

Ward *et al.* (2010a, 2010b, 2013b, 2014) ont fait des mesures électriques et proposent une modélisation pour mettre en avant la rétention d'un traceur au sein de la zone hyporhéique via l'observation d'une courbe de percée et la façon dont la concentration d'un traceur artificiel évolue au cours du temps. Ils appliquent ensuite sur le terrain cette méthodologie lors d'une expérience de traçage. D'autres auteurs utilisent par la suite cette méthodologie pour étudier l'impact des structures de restauration de la continuité du cours d'eau sur la zone hyporhéique (Toran *et al.*, 2012a, 2012b).

D-MODÉLISATION HYDROGÉOLOGIQUE

La zone hyporhéique a été considérée dans un premier temps comme une zone de stockage temporaire, appelée "TSZ" (Transient Storage Zone), qui est associée à une boîte noire qui stocke temporairement un mélange d'eau de surface et d'eau souterraine, et qui tend à retourner au cours d'eau. Au départ, ce concept est présenté pour expliquer l'allure générale des courbes de percée présentant une longue décroissance, qui ne pouvait pas être expliquée par un simple coefficient de dispersion longitudinal. Un modèle de transfert de masse est alors considéré et appliqué dans le cadre d'une expérience de transport de solutés. C'est un modèle TSM, pour Transient Storage Model, (Bencala et Walters, 1983, Bencala *et al.*, 1984).

En règle générale, dans le cadre d'une modélisation hydrogéologique, deux types de modèles sont possibles pour reproduire un problème hydrogéologique : les modèles phénoménologiques et les modèles physiques.

I.1-MODÈLES PHÉNOMÉNOLOGIQUES GÉNÉRAUX

Les modèles phénoménologiques pour modéliser la ZH sont basés sur le stockage temporaire des éléments dans un ou plusieurs compartiments. On peut en citer un certain nombre à titre d'exemples : Bencala et Walters, 1983, Haggerty *et al.*, 2002, Wörman *et al.*, 2002, Deng *et al.*, 2004, 2006, Marion et Zaramella, 2005, Boano *et al.*, 2007b, Marion *et al.*, 2008b. Les eaux de surface et souterraines sont représentées par des compartiments connectés entre eux. Le transport d'eau ou de soluté entre chaque compartiment est défini par une distribution des temps de résidence. Les paramètres du modèle qui ne sont pas directement liés à des paramètres physiques sont en général calibrés à partir d'un traceur conservatif.

Ainsi, les modèles phénoménologiques se prêtent plutôt bien aux études réalisées à l'échelle d'un bassin versant entier, car il est alors souvent plus facile de trouver et caler un certain nombre de paramètres fictifs qui seront une représentation imagée et homogénéisée de la variabilité rencontrée (Bencala et Walters, 1983, Haggerty *et al.*, 2000, Wörman *et al.*, 2002, Deng *et al.*, 2004, 2006, Boano *et al.*, 2007b, Marion et Zaramella, 2005, Marion *et al.*, 2008b).

I.2-MODÈLES DE STOCKAGE

On peut également assimiler la zone hyporhéique à un phénomène de relâchement progressif et continu du traceur considéré. Les modèles la représentent comme une zone de stockage transitoire ; ils permettent d'avoir des résultats quantitatifs tout en restant assez parcimonieux en temps de résolution (Hays *et al.*, 1966, Thackston et Schnelle, 1970, Valentine et Wood, 1979, Bencala et Walters, 1983, Jackman *et al.*, 1984, Kim *et al.*, 1992, Wörman, 1998, Bencala *et al.*, 2011). Deux réservoirs sont représentés : le cours d'eau qui subit en général un "pulse" de traceur, qui est connecté à un autre réservoir homogène qui représente toutes les zones potentielles de stockage, c'est-à-dire le lit de la rivière et les berges. Ainsi, plusieurs types de modèles ont été développés pour des problématiques variées: la quantification des flux en ZH (Wagner et Harvey, 1997), le transport longitudinal (Schmid, 1995, Camacho et Gonzalez, 2008), les modèles de type "zone morte" (Czernuszenko *et al.*, 1998), la calibration des paramètres pour le transport (Wagner et Gorelick, 1987, Nordin et Troutman, 1980, Haggerty *et al.*, 2000, Szeftel *et al.*, 2011), la transposition à l'échelle du bassin versant (Wörman et Wachniew, 2007), la calibration de paramètres biogéochimiques (Scott *et al.*, 2003) et surtout les modèles de stockage transitoire (Bencala et Walters, 1983, Jonsson *et al.*, 2004, Bencala *et al.*, 2011, Gooseff *et al.*, 2003, 2005b, 2011, 2013, Briggs *et al.*, 2009, 2010, Kelleher *et al.*, 2013).

Ce type d'approche présente l'avantage de n'avoir qu'un très faible nombre de paramètres à caler, mais il ne permet pas de distinguer entre les différents réservoirs potentiels (berges, topographie, végétation...) et leurs mécanismes associés. Il est alors difficile de séparer les flux hyporhéiques des zones "mortes" et des plantes avec ce type de modèle.

I.3-PRISE EN COMPTE DES BERGES

Dans un premier temps, les berges n'ont pas été précisément considérées dans les modèles développés. C'est en observant des courbes de percée asymétriques (Figure 1-11) lors d'expériences de traçage en rivière dans les années 70 qu'est apparue la notion d'équation d'advection-dispersion et advection-dispersion fractionnée, avec une zone de stockage temporaire d'une partie du traceur (Aubeneau *et al.*, 2015). On est alors en présence d'un transport Fickien, également appelé processus Wiener, où la courbe de percée est décrite par un pulse puis une décroissance asymétrique, qui a été associée à la migration d'une partie du traceur dans des zones "mortes" où la circulation est beaucoup plus faible. C'est pourquoi il était nécessaire d'ajouter un terme de fractionnement, associé au stockage du traceur au niveau des berges.

Les berges de la rivière, tout comme le substratum, ont longtemps été considérées comme relativement "inertes" et ne participant pas à l'écoulement. Pourtant, il est apparu qu'elles avaient un rôle majeur à jouer dans la dynamique des échanges entre la nappe et la rivière. Souvent apparentées à des zones où la vitesse d'écoulement est plus faible, on les désigne aussi comme zones transitoires ou TS (Transient Storage), car ces zones ont tendance à retenir ou relâcher des éléments chimiques avec un temps de résidence plus long que l'écoulement en rivière. Cette définition englobe de façon générale la zone hyporhéique et les zones plus ou moins végétalisées qui composent les berges des cours d'eau.

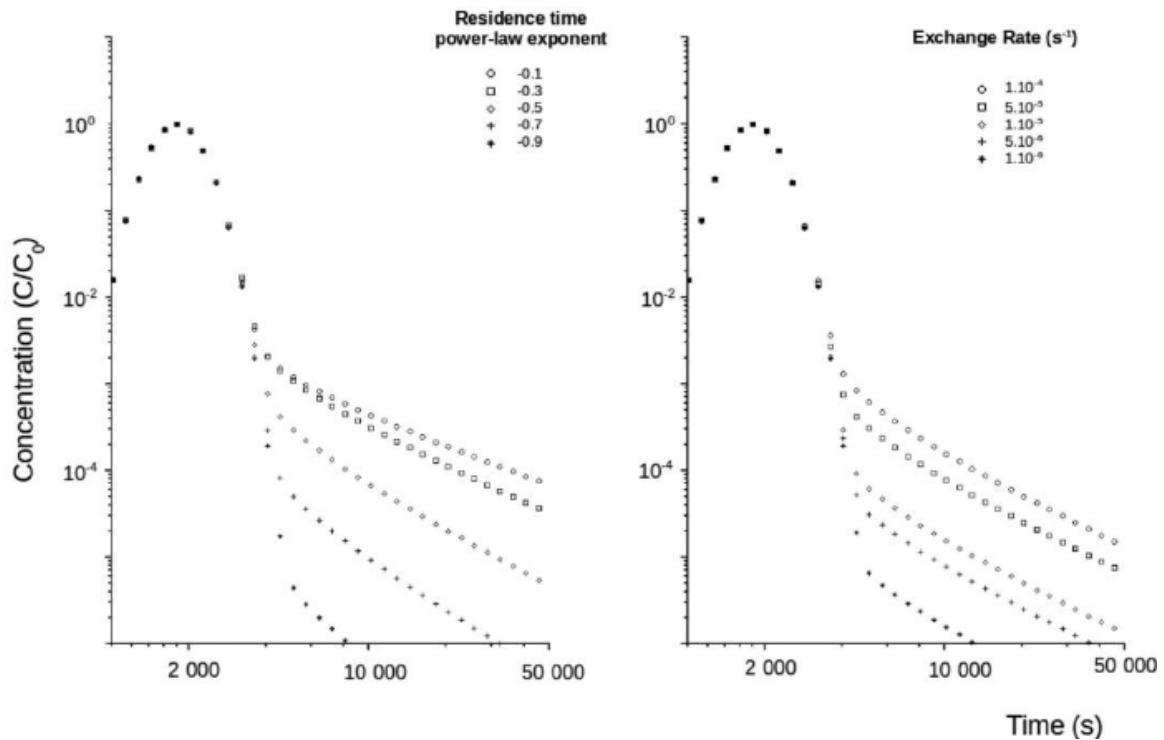


Figure 1-11 : Exemple de courbes de percées obtenues pour différents modèles de rétention au sein de la zone hyporhéique, sous la forme d'une loi exponentielle (Aubeneau *et al.*, 2015).

Le calage de ce type de modélisation à l'aide des courbes de percées mesurées expérimentalement sur le terrain peut permettre de mieux comprendre le comportement de la ZH (Harvey et Wagner, 2000, Drummond *et al.*, 2012).

II-MODÈLES À BASE PHYSIQUE

Les modèles physiques sont basés sur des principes physiques, comme l'équation de conservation de la masse et les forces de surface et subsurface de l'eau, induisant des échanges. Les flux évoluent donc principalement en fonction de la géomorphologie du terrain. Un grand nombre de modèles physiques sont centrés sur les variations morphologiques du terrain à différentes échelles : séquences "pool-riffles" (Cardenas et Wilson, 2007a, 2007b, Tonina et Buffington, 2007), dunes (Elliott et Brooks, 1997a, 1997b, Cardenas *et al.*, 2004, Hester et Doyle, 2008), échelle du méandre (Boano *et al.*, 2006, Revelli *et al.*, 2008), changement d'échelle, de la ride au méandre (Revelli *et al.*, 2008). Outre les flux issus des hétérogénéités de forme du lit des rivières, d'autres auteurs se sont également concentrés sur le développement de modèles de transport : traçage d'éléments chimiques (Harvey *et al.*, 1996), mouvements des colloïdes (Packman *et al.*, 2000a).

Le principal problème de ces modèles réside dans le besoin d'avoir des connaissances précises du terrain à modéliser, en particulier les caractéristiques sédimentologiques et géomorphologiques. Ils sont relativement efficaces pour prédire les flux et le transport, mais difficiles à mettre en place car ils nécessitent un nombre

considérable de données de terrain. C'est pourquoi des modèles théoriques peuvent être construits pour travailler de façon numérique sur les problèmes et faire du prédictif.

II.1-TEMPÉRATURE ET TRANSPORT DE CHALEUR

Deux codes sont souvent utilisés pour modéliser le transfert de chaleur en milieu poreux en 1D : Ex-stream (Swanson et Cardenas, 2011) qui utilise Matlab, et VFLUX développé par Gordon *et al.* (2012). Mais en 2010 Lautz met en garde contre la représentation simplifiée en 1D de ces modèles, car ils ne prennent pas en compte l'extension 2D voire 3D des flux et peuvent donc entraîner une vision limitée des processus de transfert (Lautz, 2010). D'autres modèles plus évolués ont alors été développés pour suivre les évolutions dans le temps et dans l'espace des variations de température (Vogt *et al.*, 2010, 2012, Molina-Giraldo *et al.*, 2011, Lautz, 2012) mais aussi selon la morphologie des cours d'eau (Elliott et Brooks, 1997a, 1997b, Cardenas et Wilson, 2007c, Cardenas et Wilson, 2007c, Hester *et al.*, 2009, Stonedahl *et al.*, 2010, Swanson et Cardenas, 2010, Briggs *et al.*, 2012).

Des mesures sur le terrain dans un environnement complexe en 3D ont également pu être réalisées (Lewandowski *et al.*, 2011) et comparées avec des modèles théoriques. Des simulations ont démontré l'importance majeure de la présence d'hétérogénéités dans le milieu (Burkholder *et al.*, 2008, Schornberg *et al.*, 2010, Westhoff *et al.*, 2011a, 2011b, Krause *et al.*, 2012, Angermann *et al.*, 2012).

La température permet aussi d'observer l'effet de la géomorphologie du terrain et des flux à plus grande échelle (Cardenas et Wilson, 2007c, Krause *et al.*, 2011, Stonedahl *et al.*, 2013). Ces auteurs ont mis en évidence une disparition de ces flux là où la nappe se décharge dans la rivière de façon active. Ainsi, Marzadri *et al.* (2013b) ont démontré que les flux présents en zone hyporhéique et dus à un processus d'advection permettaient une régulation de la température, en créant une sorte de zone tampon. Les conséquences sur la faune et la flore peuvent alors être cruciales, ainsi que sur les nombreuses réactions biogéochimiques qui ont lieu à cette interface.

Plusieurs auteurs se sont intéressés aux possibilités d'élaborer des modèles plus complexes pour représenter un nombre de dimensions accru et une meilleure caractérisation des champs de perméabilité et des propriétés thermiques du milieu (Sawyer et Cardenas, 2009, Frei *et al.*, 2009, Cardenas, 2009a, Boano *et al.*, 2010b, Stonedahl *et al.*, 2010). Bandaragoda et Neilson (2011) et Bingham *et al.* (2012) estiment ainsi qu'il est préférable de combiner plusieurs traceurs afin d'obtenir une meilleure estimation des échanges, par exemple en couplant le transfert de chaleur avec un ou plusieurs traceurs géochimiques.

II.2-RIDES ET DUNES

On retrouve avec ce type de modèle la représentation plus ou moins aboutie des structures de longueur d'onde variable présentes au fond des lits de rivières. De nombreux auteurs se sont intéressés à la modélisation des rides et des dunes, d'une hauteur en général comprise entre le centimètre et le mètre : Elliott et Brooks, 1997a, 1997b, Packman *et al.*, 2000a, Cardenas et Wilson, 2007a, 2007b, Bottacin-Busolin et Marion, 2010. Le développement de ces modèles en 2D a pu être réalisé assez facilement et c'est donc le premier type d'échange en zone hyporhéique qui a pu être quantifié. En effet, la géométrie régulière et la séquence 2D de la topographie est assez simple à reproduire dans ces modèles analytiques (Figure 1-12).

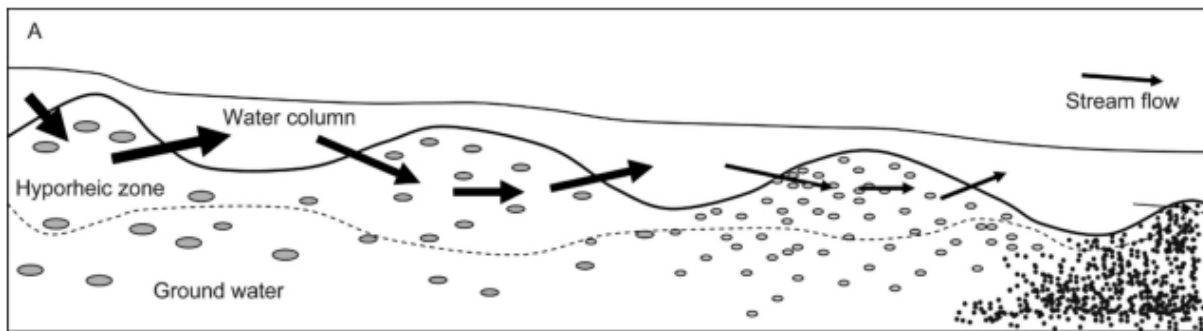


Figure 1-12 : Représentation schématique des structures de rides et de dunes du lit de la rivière (d'après Boulton *et al.*, 2010).

Le premier modèle physique développé pour les rides met en place le système dit APM (Advective Pumping Model) proposé et validé par Elliott et Brooks en 1997. Ce modèle est basé sur la loi de Darcy afin de reproduire les échanges d'eau entre un conduit et des parois ondulées perméables. Ce modèle était principalement utilisé pour retrouver une distribution des temps de résidence et donc la fraction d'eau entrée et sortie du modèle à chaque pas de temps. Ce système a été mis en évidence sur le terrain à plusieurs reprises (Bottacin-Busolin *et al.*, 2011, Drummond *et al.*, 2012, Stonedahl *et al.*, 2012). Cette solution est beaucoup utilisée comme solution de référence pour un grand nombre de modèles plus ou moins évolués (Packman *et al.*, 2000a, 2000b, Packman et Brooks, 2001, Marion *et al.*, 2002, 2003, 2008a, Zaramella *et al.*, 2003, 2006, Cardenas *et al.*, 2004, Salehin *et al.*, 2004, Boano *et al.*, 2006, 2008, Wörman *et al.*, 2006, 2007a, Cardenas et Wilson, 2006, 2007a, 2007b, Sawyer et Cardenas, 2009).

Ce type d'échanges est avant tout étudié en régime permanent, quand on atteint un certain équilibre et que les conditions hydrauliques en nappe et en rivière sont relativement stables. Mais les environnements naturels présentent une grande variabilité spatiale et temporelle, ce qui nécessite une complexification progressive des modèles pour parvenir à rendre compte des échanges réels entre les deux réservoirs. Ainsi Boano *et al.* (2007a, 2010a, 2013) s'intéressent au moyen d'inclure dans ce type de modèle des variations dynamiques de la rivière. Par exemple, en modifiant les conditions aux limites de la charge hydraulique du lit, on peut rendre compte de l'effet d'une crue. Les variations temporaires des flux liées à des événements ponctuels ont un impact relativement limité en comparaison des variations permanentes dues à la circulation de l'eau au sein de la rivière.

Les rides représentent l'échelle de modélisation la plus importante pour la zone hyporhéique depuis plusieurs décennies. Outre des modèles purement analytiques, des études ont aussi été menées en reproduisant des séquences plus ou moins longues et larges en laboratoire (Thibodeaux et Boyle, 1987, Richardson et Parr, 1988, Shimizu *et al.*, 1990, Eylers *et al.*, 1995, Elliott et Brooks, 1997a, 1997b, Hutchinson et Webster, 1998, Forman, 1998, Packman *et al.*, 2000a, 2000b, 2004, Marion *et al.*, 2002, 2008a, Salehin *et al.*, 2004, Tonina et Buffington, 2007, Fox *et al.*, 2014).

II.3-BARRES ET MÉANDRES

À une plus grande échelle, on trouve des modèles plutôt centrés sur la représentation de barres sédimentaires, qui font de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de long et qui se situent dans les zones de méandres des rivières. Ici, le principal moteur de l'écoulement est plutôt lié aux variations de gradients hydrauliques dues à la diminution des vitesses d'écoulement autour de ces structures, d'où une pénétration verticale et/ou longitudinale de l'eau au sein de ces barres.

De même, à une échelle similaire, la question de l'effet de la sinuosité du cours d'eau et des différences de pente qui entraînent des flux dans le milieu poreux est aussi étudiée (Boano *et al.*, 2006, Peterson et Sickbert, 2006, Cardenas, 2009a, 2009b, Revelli *et al.*, 2008, Gomez *et al.*, 2012).

Une représentation en 3D est souvent nécessaire pour modéliser les barres et les méandres les plus grands. Ce type de modélisation est donc moins fréquent car plus complexe et surtout plus exigeant en temps de calcul et en puissance informatique. Pour cette modélisation, plusieurs étapes sont souvent nécessaires. Dans un premier temps, l'équation d'un flux turbulent ou équation de Navier-Stokes est résolue au sein de la rivière et permet d'obtenir alors un champ de charges hydrauliques à l'interface avec le lit de la rivière. Dans un second temps, le champ de charges ainsi calculé est appliqué comme condition aux limites dans un modèle Laplacien qui simule cette fois-ci les écoulements au sein du milieu poreux. Enfin, les deux résultats sont traités ensemble afin d'en extraire des flux quantitatifs entre la rivière et le milieu poreux, ainsi que le calcul des temps de résidence et les caractéristiques de ces échanges. On peut citer entre autres pour ce type d'études : Boano *et al.*, 2010b, Marzadri *et al.*, 2010, mais aussi Cardenas et Wilson (2006, 2007b).

Un certain nombre d'études en laboratoire sont venues compléter les apports quantitatifs fournis par les modèles à l'aide d'une expérimentation réelle, bien que fortement contrôlée dans un milieu souvent homogène et en état permanent : Gooseff *et al.*, 2003, 2005a, Kasahara et Wondzell, 2003, Storey *et al.*, 2003, Saenger *et al.*, 2005, Kasahara et Hill, 2006a, Wondzell, 2006, Tonina et Buffington, 2007, Peterson et Sickbert, 2006.

Enfin, les travaux à l'échelle d'un méandre entier ont aussi pu être réalisés grâce au développement de modèles physiques 3D plus ou moins complexes (Wroblecky *et al.*, 1998, Woessner, 2000, Kasahara et Wondzell, 2003, Cardenas *et al.*, 2004, Boano *et al.*, 2006, Peterson et Sickbert, 2006, Wörman *et al.*, 2006, 2007a, 2007b, Poole *et al.*, 2006, Kasahara et Hill, 2007a, 2007b, Cardenas, 2008a, Revelli *et al.*, 2008, Zarnetske *et al.*, 2008, Boano *et al.*, 2010b, 2010c, Gomez *et al.*, 2012). Les méandres intéressent particulièrement les chercheurs car ils sont le siège de nombreuses interactions assez complexes et se présentent à une échelle bien plus grande que les rides et les dunes, qui ont un effet relativement local.

E-CONCLUSION

Bien que la communauté scientifique s'intéresse de plus en plus à la problématique complexe posée par cette zone critique qualifiée de "hot spot", et que les développements de nombreux modèles numériques aient permis une meilleure appréhension des mécanismes à l'origine des écoulements dans la zone hyporhéique, certains points restent encore à améliorer. En particulier, le lien entre les modélisations numériques et les expérimentations de terrain n'est souvent pas établi ; de nombreuses études sont encore réalisées sur la base de données soit purement numériques, soit purement expérimentales. Par exemple, plusieurs auteurs ont déjà souligné qu'en règle générale les résultats issus de modèles (Cardenas et Wilson, 2007b Hester *et al.*, 2013) présentent des mélanges moins importants que ceux observés sur le terrain (Triska *et al.*, 1989, Harvey et Bencala, 1993, Valett *et al.*, 1996, Harvey et Fuller, 1998). L'augmentation du mélange observé sur le terrain peut être due à plusieurs phénomènes comme la présence de nombreuses hétérogénéités qui ne sont pas définies au sein des modèles.

Dans cette thèse, nous avons choisi de combiner approche expérimentale et approche de modélisation.

CHAPITRE 2 : MESURES GÉOPHYSIQUES : THÉORIE ET PRATIQUE

A-PRINCIPE DES MESURES GÉOPHYSIQUES

I-GÉNÉRALITÉS

I.1-INTRODUCTION GÉNÉRALE ET PROBLÉMATIQUE

Dans le cadre d'une étude en hydrologie/hydrogéologie, trouver des méthodes de terrain qui permettent d'intégrer une échelle spatiale et temporelle cohérente avec les expériences menées, mais aussi de limiter l'impact de ces méthodes sur l'environnement étudié se révèle souvent difficile. Dans le cas présent, la zone d'étude ne dépasse pas quelques mètres de longueur sur 1 à 1,5 mètre de profondeur au sein des sédiments sous la rivière.

Les méthodes traditionnelles utilisées en hydrologie et hydrogéologie sont basées sur des mesures ponctuelles à partir de prélèvements d'eaux ou de sondes placées soit dans les eaux de surface, soit dans les eaux souterraines. Or, la mise en place de piézomètres est généralement destructive. De plus, ces mesures ne reflètent le plus souvent que des données très ponctuelles. La pertinence de telles données est suffisante à l'échelle d'un bassin versant, où elles peuvent être intégrées et généralisées à un fonctionnement global du système. En revanche, elles se révèlent souvent insuffisantes lors d'études plus locales, car l'hétérogénéité des sédiments ne peut plus être négligée. Il est alors difficile de se baser uniquement sur ce type de mesures pour suivre la dynamique d'un milieu à l'échelle locale.

Les méthodes géophysiques représentent un bon compromis car elles permettent à la fois de spatialiser les données en réalisant un grand nombre de mesures en un temps assez réduit, tout en conservant au maximum l'intégrité des sédiments. La plupart de ces méthodes sont non-destructives. Elles sont basées sur les propriétés physiques du sous-sol et des matériaux, que l'on mesure de façon passive ou active. Ainsi, on peut retrouver certains paramètres physiques du sous-sol pouvant être reliés à des propriétés hydrodynamiques. On distingue ainsi plusieurs types de méthodes géophysiques dont :

- i. Les mesures magnétiques ;
- ii. Les mesures gamma ;
- iii. Les mesures électromagnétiques ;
- iv. Les mesures électriques ;
- v. Les mesures sismiques ;
- vi. Les mesures de résonance magnétique des protons ;
- vii. Les mesures gravimétriques.

Parmi les nombreuses méthodes à disposition, le choix s'est porté dans cette thèse sur les méthodes électriques, en particulier les mesures de résistivité électrique. Cette méthode a pour principal avantage de pouvoir être mise en œuvre sur le terrain dans un environnement difficilement accessible (lit d'une rivière), tout en étant peu coûteuse, non destructive et reproductible. De plus, la méthode employée dans cette étude devrait fournir un suivi à la fois spatial et temporel des écoulements au sein de la zone hyporhéique. Les méthodes électriques sont en effet un bon compromis pour toutes ces problématiques, en apportant à la fois une bonne résolution spatiale (inférieure au mètre) et temporelle (inférieure à 10 minutes).

I.2-PROPRIÉTÉS ÉLECTRIQUES DES MATÉRIAUX

De façon générale, tous les matériaux terrestres peuvent être traversés par un courant électrique. Il existe deux types de conduction : la conduction électronique et la conduction électrolytique. La première se produit par le déplacement des électrons libres au sein même du matériau. C'est la plus présente au sein des matériaux conducteurs tels que les métaux ou le graphite. La seconde est basée sur le mouvement des ions contenus dans les solutions.

On peut définir et mesurer pour chaque matériau terrestre sa résistivité qui représente une quantification de la capacité de ce matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique (ou son inverse la conductivité). La valeur de résistivité d'un matériau dépend de plusieurs paramètres de ce dernier :

- i. La lithologie (matériau conducteur ou isolant) ;
- ii. La fracturation ;
- iii. La porosité ;
- iv. La teneur en fluides ;
- v. La minéralisation des fluides ;
- vi. La capacité d'échange cationique ;
- vii. La température ;
- viii. La quantité de matière organique.

En géologie, on peut ainsi estimer la résistivité de chaque type de roche, sédiment ou masse d'eau (Figure 2-1). Les roches massives de type magmatique ou métamorphique seront plutôt caractérisées par une forte résistivité, qui peut varier de 10^3 à $10^6 \Omega\text{m}$. À l'inverse, les roches sédimentaires, souvent plus poreuses et fracturées, servent de réservoir pour de nombreuses ressources en eaux souterraines et peuvent présenter des valeurs de résistivité beaucoup plus faibles, allant de 10 à $10^3 \Omega\text{m}$ selon leur lithologie et leur teneur en eau ainsi que leur minéralisation. De même, on considère que les matériaux non-consolidés de type sable ou encore les limons possèdent souvent une porosité et une teneur en eau assez élevées, ce qui en fait des matériaux plus conducteurs. On citera le cas particulier des matériaux argileux, qui de par leur construction et leur teneur en eau se révèlent être de bons conducteurs, et présentent donc des valeurs de résistivité souvent inférieures à $10 \Omega\text{m}$. La présence d'argile dans un sédiment est souvent mise en évidence par une nette diminution de sa résistivité électrique moyenne.

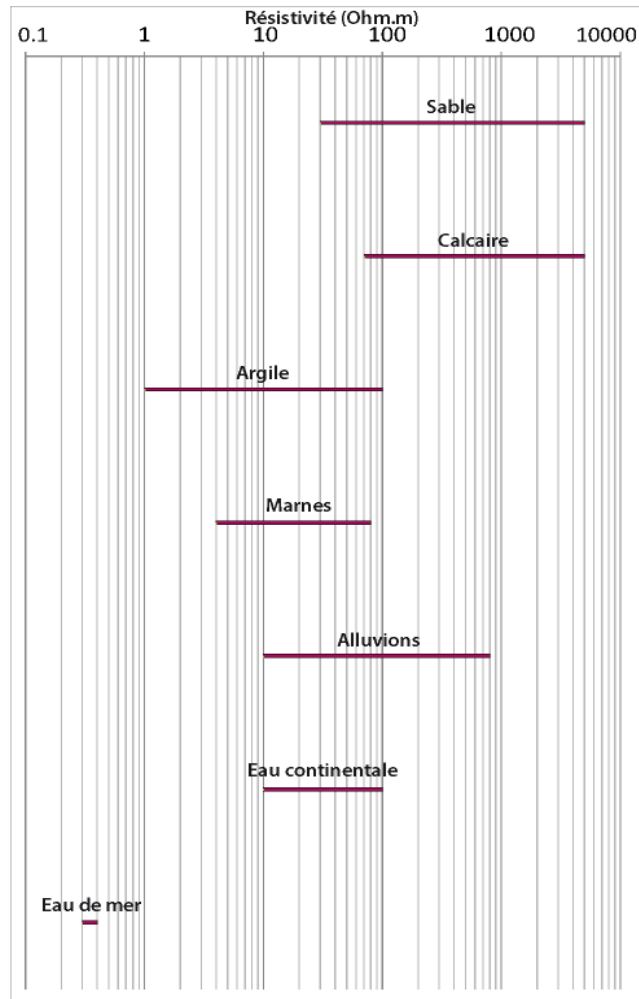


Figure 2-1 : Présentation de quelques gammes de résistivités électriques mesurées pour les principales formations géologiques présentes sur le site d'étude.

Les matériaux géologiques présents sur le site d'étude ont des gammes de résistivité allant de 10 à 10³ Ωm, et peuvent être identifiés sur les profils électriques. L'avantage de la méthode de mesure de résistivité électrique est de mettre en évidence non seulement des matériaux de nature différente, mais également une éventuelle différence de composition ionique de l'eau porale dans un même matériau.

I.3-LOI D'ARCHIE

La loi d'Archie (1947) fournit une relation empirique entre la résistivité d'un milieu poreux, sa porosité et sa saturation :

$$\rho = \alpha \rho_w \varphi^{-m}, (2.1)$$

où ρ est la résistivité de l'ensemble matériau et fluide, ρ_w est la résistivité du fluide, φ est la fraction du matériau occupée par le fluide, et α et m sont deux paramètres empiriques dépendant du type de matériau et qui doivent être déterminés par expérimentation (Keller et Frischknecht, 1966). Cependant, il a été montré que dans la plupart des cas les roches présentent un facteur α de 1 environ, alors que le facteur m est fixé à environ 2. Il est important de noter que cette loi ne s'applique que pour des matériaux ayant une faible teneur en minéraux argileux (inférieure à 15-20 %). En effet, en raison de la très faible résistivité de l'argile, il est difficile de distinguer l'effet de l'eau dans ce type de sédiment, sauf dans le cas d'eaux très minéralisées comme l'eau

de mer. Pour des ensembles contenant de l'argile, d'autres lois ont été développées mais sont souvent plus complexes (Olivar *et al.*, 1990).

II-MESURE DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE : THÉORIE

II.1-LOI GÉNÉRALE

La méthode de mesure de la résistivité électrique d'un matériau est l'une des plus anciennes méthodes géophysiques. Elle a pour but de déterminer la distribution et l'évolution de la résistivité du sous-sol grâce à des mesures effectuées à la surface du sol ou dans des forages. L'objectif de ces mesures est de déterminer la résistivité apparente (cf. II.3) en de nombreux points du sous-sol, et ainsi de pouvoir remonter à un modèle de répartition de la résistivité dans le sous-sol après inversion des données.

Les mesures de résistivité électrique sont basées sur la loi physique d'Ohm :

$$J = \sigma E, (2.2)$$

où σ est la conductivité du milieu, J , la densité du courant, et E , l'intensité du champ électrique. Sur le terrain, on mesure un potentiel électrique. De plus, on utilise par convention la résistivité électrique, plutôt que la conductivité, car on suppose que la plupart des matériaux composant le sous-sol sont relativement résistants. Celle-ci est définie par :

$$\rho = \frac{1}{\sigma}, (2.3)$$

Si l'on cherche à retrouver la relation qui existe entre le potentiel électrique Φ et l'intensité du champ, on peut écrire à partir des équations de Maxwell :

$$E = -\nabla\Phi, (2.4)$$

En combinant les équations 1.2 et 1.4, on obtient alors :

$$J = -\frac{1}{\rho}\nabla\Phi (2.5)$$

Cette relation lie tous les paramètres qui seront mesurés sur le terrain, à savoir la densité du courant et le potentiel, qui serviront à déterminer σ et donc ρ la résistivité du milieu.

II.2-CAS THÉORIQUE DANS LE CAS D'UN MILIEU HOMOGÈNE

Dans le cas le plus simple, on considère une source de courant ponctuel et un demi-espace homogène (le sol) ne contenant pas cette source. Une injection de courant se répand radialement autour de la source et la mesure du potentiel au sein du milieu décroît de façon inversement proportionnelle à la distance à la source. On a donc :

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi r}, (2.6)$$

avec r , la distance entre un point du milieu et l'électrode d'injection. En pratique, les mesures de terrain sont faites en utilisant deux électrodes d'injection, une positive et une négative. La répartition se fait alors de façon symétrique par rapport au point milieu. La valeur de potentiel peut alors être déduite en modifiant l'équation 2.6 :

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{C1}} - \frac{1}{r_{C2}} \right), (2.7)$$

où r_{C1} et r_{C2} sont les distances au premier et second point d'injection. Pour mesurer la différence de potentiel, on utilise en général deux électrodes de mesure, ce qui porte le dispositif total pour une mesure à 4 électrodes (Figure 2-2).

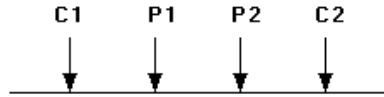


Figure 2-2 : Exemple de géométrie utilisée pour une mesure de résistivité électrique à l'aide de 4 électrodes.

Les électrodes C1 et C2 représentent par convention les électrodes d'injection (aussi appelées A et B parfois), alors que les électrodes de potentiel sont notées P1 et P2 (ou M et N). Ainsi, avec une telle configuration d'électrodes (C1 et C2 à l'extérieur, P1 et P2 à l'intérieur), on obtient la formulation suivante pour la différence de potentiel entre P1 et P2 :

$$\Delta\phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right), (2.8)$$

avec r la distance entre deux électrodes. On peut voir que les quatre distances entre les électrodes d'injection et les électrodes de potentiel apparaissent dans l'expression de cette différence de potentiel. En effet, chaque valeur du potentiel (en P1 ou P2) dépend de la distance relative séparant l'électrode de mesure considérée des électrodes d'injection. On peut alors introduire la notion de facteur géométrique k tel que :

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right)}, (2.9)$$

Ce facteur géométrique peut être calculé pour chacune des mesures effectuées. Il est dépendant de la configuration utilisée mais aussi de la topographie du terrain. On peut alors simplifier l'équation 2.7 :

$$\rho = k \frac{\Delta\phi}{I}, (2.10)$$

Cette équation fournit la valeur de résistivité du milieu considéré pour un système de mesures comprenant deux électrodes d'injection et deux électrodes de mesure de potentiel. Les appareils actuels sont capables de donner un résultat directement en résistance R , qui représente le quotient entre la mesure de potentiel $\Delta\phi$ et l'intensité I du courant injecté, voire un affichage direct de la résistivité ρ . On finit alors par obtenir :

$$\rho = kR, (2.11)$$

II.3-NOTION DE RÉSISTIVITÉ APPARENTE VS. RÉSISTIVITÉ "RÉELLE"

Les équations développées précédemment dans le cas théorique simplifié d'un milieu homogène peuvent être étendues aux situations de mesures réelles introduisant la notion de résistivité "apparente". En effet, la mesure obtenue n'est pas la résistivité réelle du sous-sol (variable dès lors que celui-ci est inhomogène) mais une sorte de "moyenne" intégrant les zones du sous-sol où le courant est passé. Les relations entre la résistivité apparente et la résistivité réelle du milieu sont complexes et les mesures de terrain doivent donc être inversées lors d'un post-traitement afin de retrouver un modèle de distribution de la résistivité du sous-sol.

II.4-AVANTAGE DE LA MÉTHODE 2D PAR RAPPORT AU SONDAGE 1D

Il existe d'autres façons de faire des mesures de résistivité avec uniquement un jeu de 4 électrodes, en les éloignant de plus en plus autour d'un unique point central pour sonder un volume de sol de plus en plus grand. Après inversion, on peut alors remonter à un profil 1D de l'évolution de la résistivité en fonction de la profondeur au centre du système. Mais cette méthode présente comme principal inconvénient de ne pas prendre en compte les variations latérales et peut donc conduire à une erreur sur les valeurs de résistivités, spécialement lorsque le milieu est très hétérogène. C'est pourquoi on réalise en général des profils 2D, en effectuant un grand nombre de mesures sur une ligne d'électrodes. On peut également passer à des mesures 3D, à l'aide d'une grille d'électrodes réparties sur un carré ou un rectangle, pour avoir une vision complète des variations spatiales. L'augmentation du nombre d'électrodes utilisées et de mesures nécessite évidemment des temps de mise en place et d'acquisition de plus en plus longs.

III-ACQUISITION DES MESURES

III.1-PRÉSENTATION D'UNE SÉQUENCE D'ACQUISITION

Pour réaliser des profils électriques en deux dimensions, on dispose non pas d'un jeu de 4 électrodes mais d'un jeu comprenant en général un grand nombre d'électrodes, 24 ou plus, connectées les unes aux autres via un câble. Les électrodes sont reliées à un résistivimètre permettant d'automatiser le processus de mesure pour chaque configuration d'électrodes. Les électrodes sont placées à la surface du sol suivant une ligne tout en gardant un espacement constant entre elles, et sont souvent constituées de tiges métalliques enfoncées de quelques centimètres dans le sol. Afin de réaliser une séquence en 2D, on réalise un grand nombre de mesures en utilisant de nombreuses combinaisons de 4 électrodes comme présenté précédemment. On commence au choix par les mesures avec les plus forts ou plus faibles espacements et l'on évolue le long de la ligne selon une séquence précise. Dans chaque jeu de quatre électrodes, deux d'entre elles servent d'injection alors que les deux autres servent de mesure de potentiel. On se déplace le long de la ligne jusqu'à obtenir un grand nombre de mesures de résistivités apparentes du sous-sol à différents points et différentes profondeurs. Plus l'espacement entre les électrodes est grand, plus la mesure effectuée concerne une grande profondeur (Figure 2-3).

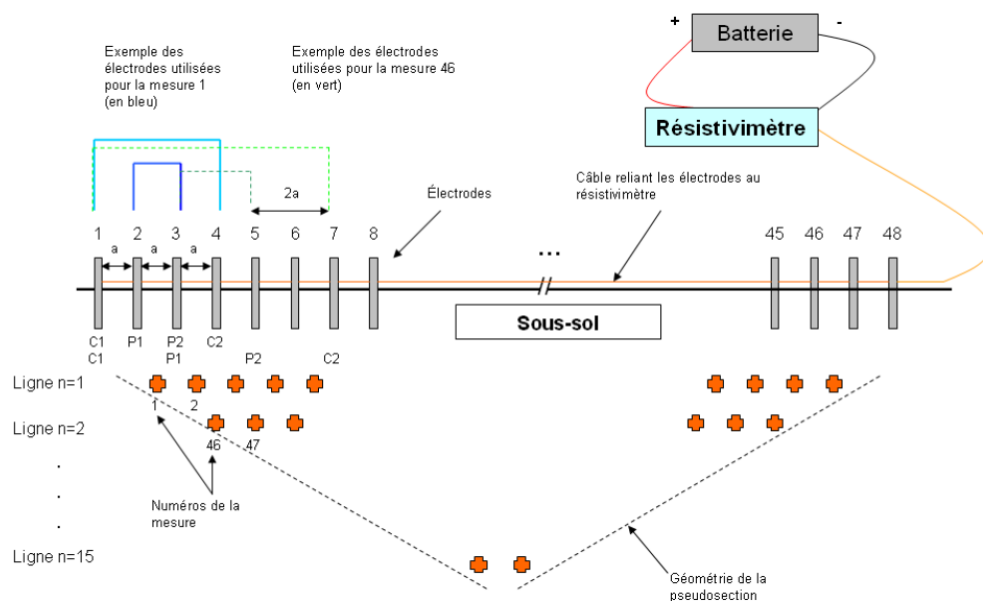


Figure 2-3 : Schéma récapitulatif d'une séquence d'acquisition pour un profil 2D. Les niveaux de mesures n sont définis pour chaque valeur de a .

Le nombre de mesures possibles est dépendant de la géométrie du profil ; en pratique on peut jouer sur :

- i. Le nombre d'électrodes utilisées ;
- ii. L'espacement entre les électrodes ;
- iii. Le type de configuration utilisée.

III.2-TYPES DE CONFIGURATIONS

Selon la position de chaque électrode de courant ou de potentiel, il existe différents types de configurations possibles pour les mesures. Dans le cadre de cette étude, nous nous intéresserons en particulier à deux types de configurations qui ont été utilisées : la configuration Wenner et la configuration Dipôle-dipôle. Les paragraphes suivants présentent les avantages et inconvénients de chacune d'elles.

III.2.1-CONFIGURATION WENNER

La configuration Wenner est souvent considérée comme l'une des plus robustes et se retrouve dans un grand nombre d'études. Les électrodes de courant sont situées de part et d'autre des électrodes de potentiel (Figure 2-4), et la principale caractéristique de cette configuration est de garder toujours le même écartement a entre les électrodes. Sur le profil obtenu pour un nombre d'électrodes donné, le nombre de mesures sera plus faible dans cette configuration par rapport à d'autres du fait de la contrainte sur l'espacement.

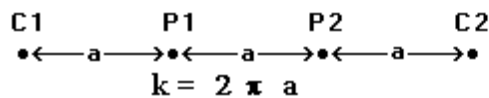


Figure 2-4 : Représentation de la configuration d'électrodes pour le dispositif Wenner. Comme vu précédemment, les électrodes de courant sont notées C alors que les électrodes de potentiel portent la lettre P. a est l'espacement, k est le facteur géométrique (Loke, 2013).

Pour juger de la pertinence d'utiliser une telle séquence sur le terrain, il faut considérer la sensibilité des mesures obtenues avec ce genre de configuration (Figure 2-5).

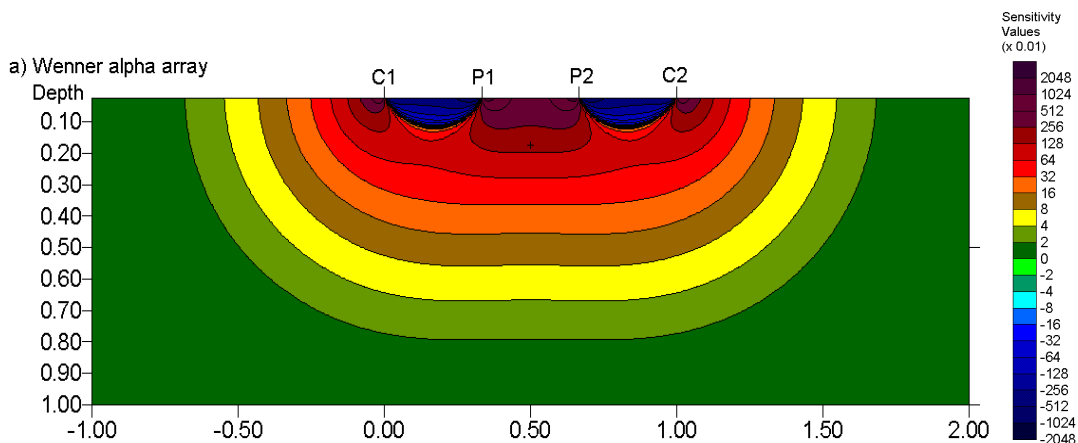


Figure 2-5 : Profil de sensibilité obtenu avec une configuration Wenner (Loke, 2013). Les distances sont exprimées en mètres.

On remarque que la sensibilité des électrodes est très négative à faible profondeur entre les électrodes de courant et de potentiel, ce qui signifie que si un objet de résistivité plus forte que le milieu se trouve à cet endroit, la valeur de résistivité apparente mesurée sera plus faible que la valeur réelle. De même, si l'objet est placé entre les électrodes P1 et P2, ou situé à une profondeur relativement faible, la mesure effectuée sera

plus forte que la valeur réelle. On appelle ce phénomène une "anomalie d'inversion" qui provoque une erreur sur la résistivité apparente mesurée. Le fait de déplacer le système d'électrodes en gardant un espacement constant permet de limiter au maximum les zones en proche surface présentant une anomalie de sensibilité et donc d'éviter la formation d'artefacts dans cette zone après inversion. On considère que la profondeur d'investigation moyenne de cette configuration est d'environ 0.5 fois la longueur totale du profil. Comme indiqué sur le schéma de la Figure 2-4, le facteur géométrique est de $2\pi a$, ce qui est la plus petite valeur pour les configurations possibles. Pour conclure, on peut dire que la configuration Wenner est assez robuste et donne des résultats satisfaisants dans un grand nombre de cas. En revanche, elle ne propose qu'un nombre limité de mesures à cause de la configuration des électrodes, et se trouve plus efficace pour détecter une répartition horizontale des couches.

III.2.2-CONFIGURATION DIPÔLE-DIPÔLE

Cette configuration présente une autre géométrie possible pour les électrodes (Figure 2-6).

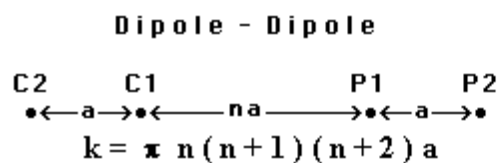


Figure 2-6 : Représentation de la configuration d'électrodes pour le dispositif Dipôle-dipôle. Cette fois les électrodes de courant et de potentiel, toujours notées C et P, sont distantes d'un multiple de leur propre espacement a , n étant un entier (Loke, 2013).

Dans cette configuration, les électrodes sont regroupées selon leur fonction : d'un côté les électrodes d'injection, de l'autre les électrodes de potentiel. De plus, cette configuration permet de faire varier l'espacement entre les deux paires d'électrodes, ce qui offre la possibilité de faire un plus grand nombre de mesures par profil. Tout comme pour la configuration Wenner, plus on éloigne le dispositif et plus les mesures obtenues sont profondes. Ici aussi, le profil de sensibilité a pu être calculé (Figure 2-7).

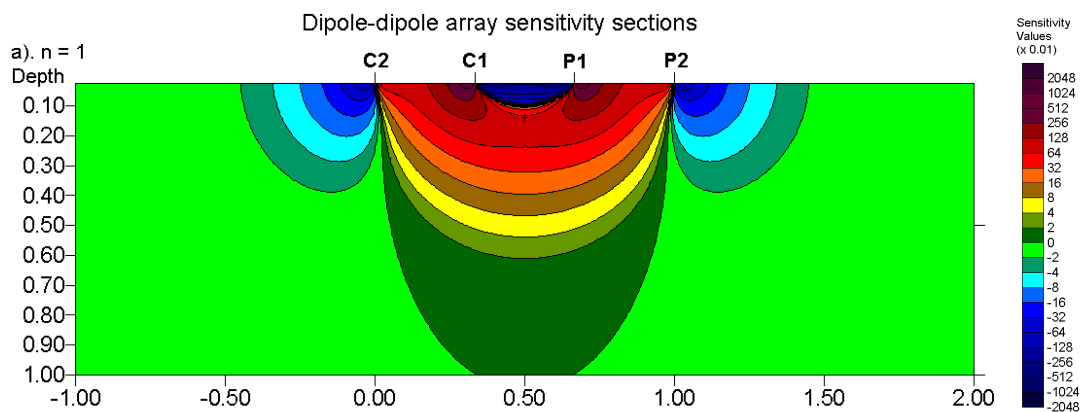


Figure 2-7 : Profil de sensibilité obtenu pour une configuration Dipôle-dipôle (Loke, 2013). Les distances sont exprimées en mètres.

Le maximum de sensibilité est situé entre les deux électrodes de courant et de potentiel. Ainsi, ce type de configuration sera plus sensible aux changements de résistivité situés sous les deux paires d'électrodes, alors que la sensibilité sur la portion du profil située au centre du dispositif sera plus faible. De plus, on notera que lorsque l'on augmente l'espacement entre les électrodes, la sensibilité autour du point de mesure devient négligeable, et l'on se retrouve peu à peu avec une répartition verticale de la sensibilité au milieu du dispositif. Cette répartition entraîne une efficacité maximale pour repérer des structures verticales, c'est-à-dire des changements latéraux de la résistivité. Le facteur géométrique correspondant dépend à la fois de l'espacement a , mais aussi du rapport n représentant le facteur d'espacement central entre les deux paires d'électrodes. La

profondeur d'investigation moyenne est supérieure à celle obtenue en configuration Wenner. Il est possible de réaliser des mesures sur un plus grand nombre de niveaux, et donc d'avoir une profondeur d'investigation totale plus intéressante. Cependant, ces mesures sont souvent assez bruitées car le potentiel mesuré est faible pour un facteur n important. On peut limiter cet effet en augmentant l'écartement a entre les paires d'électrodes pour les mesures les plus grandes.

III.3-CONCLUSION SUR L'UTILISATION DE CES DEUX CONFIGURATIONS SUR LE TERRAIN

Nous avons défini précédemment les caractéristiques de chacune des deux configurations principales mises en place sur le terrain. Chacune a ses avantages et ses inconvénients, et c'est pourquoi nous avons essayé de les utiliser au maximum en complément l'une de l'autre, afin de pouvoir comparer les résultats et éventuellement conclure sur la préférence de l'une ou de l'autre dans le cadre d'une étude haute résolution spatiale et temporelle de la zone hyporhéique.

La première cause de limitations d'une des configurations est le nombre de points que l'on peut réaliser pour un jeu d'électrodes donné. Dans le cas d'une série de 48 électrodes (comme utilisé sur le terrain), l'arrangement Wenner ne propose que 360 mesures, alors qu'il est possible de monter jusqu'à plus de 900 avec la configuration Dipôle-dipôle. Avec un espacement assez réduit, le modèle utilisé pour l'inversion aura des mailles relativement fines, et un plus grand nombre de mesures permettra d'avoir une meilleure répartition des points dans le maillage et de mieux contraindre le modèle. Au niveau du nombre de mesures réalisables, c'est donc la configuration Dipôle-dipôle qui donne les meilleurs résultats.

La zone hyporhéique et les sédiments situés sous la rivière et au niveau des berges peuvent présenter une grande hétérogénéité spatiale, avec des changements locaux verticaux ou latéraux assez brusques. En revanche, la mise en évidence de la relation existant entre les eaux souterraines et les eaux de surface demande une certaine sensibilité aux variations verticales de la résistivité, par exemple pour mettre en évidence une éventuelle variation de la conductivité de l'eau porale entre la rivière et les sédiments. À l'inverse, au niveau des berges, ce gradient provoquera des variations latérales. La répartition de la sensibilité montre que ces deux configurations se complètent et ne sont pas sensibles dans la même direction de l'espace. Selon la configuration choisie, l'accent ne sera pas mis sur les mêmes zones de la rivière.

Enfin, notre étude se concentre également sur des variations temporelles rapides (allant de l'heure à la journée) de la zone hyporhéique : on cherche à mettre en évidence les échanges d'eau et la dynamique des flux au cours du temps. Pour cela, les mesures doivent être réalisées rapidement afin de faire un maximum de profils en un temps relativement court. Certains résistivimètres, comme le Syscal Pro que nous avons utilisé ici, permettent de réaliser des mesures en "multiplexage", c'est-à-dire de se servir de plusieurs paires d'électrodes pour faire les mesures à partir d'une seule paire d'injection. Ceci permet de réaliser plusieurs mesures simultanément, à savoir celles qui utilisent les mêmes électrodes d'injection. La configuration Dipôle-dipôle peut donc être grandement optimisée en réduisant le temps d'acquisition d'un profil. En revanche, cette option n'est pas possible avec la configuration Wenner, car elle ne contient que des paires uniques d'injection associées à des paires de mesure de potentiel. Les mesures doivent donc être réalisées une par une, ce qui implique une augmentation du temps d'acquisition. Pour une série de mesures sur un profil 2D de 48 électrodes, le temps d'acquisition est d'environ 25 minutes pour un profil Wenner, et 30 minutes pour un profil Dipôle. Mais grâce à l'option du multiplex, ce temps peut être réduit à environ 10 minutes pour le même nombre de points. Pour les expériences de traçage sur une seule journée et avec une haute résolution temporelle, la configuration Dipôle-dipôle sera privilégiée pour cette raison.

IV.1-MÉTHODE D'INVERSION DES DONNÉES

L'objectif de l'inversion des données est de retrouver de façon mathématique une solution de répartition de la résistivité du sous-sol qui corresponde le mieux aux mesures.

En règle générale, la routine d'inversion des données électriques utilise celle dite des moindres carrés, à laquelle on ajoute des contraintes de lissage (Loke, 2013). À partir d'un modèle initial, souvent homogène, on essaye, par itérations successives, de minimiser la différence entre le modèle et les mesures. Si on utilise la méthode des moindres carrés, il s'agit alors de minimiser l'erreur E définie par :

$$E = \sum_{i=1}^n (y_i - m_i)^2, (2.12)$$

où y est la valeur mesurée et m la valeur estimée de la résistivité apparente dans le modèle.

On peut résumer les principales formules matricielles de l'inversion des données (Loke, 2013) :

$$(J^T + \lambda I)\Delta q_k = J^T g. (2.13)$$

Cette équation est décrite comme l'équation de Gauss-Newton, avec J , la matrice Jacobienne des dérivées partielles des éléments du modèle, I , la matrice identité, q_k , les paramètres du modèle, et g , le vecteur des écarts entre les valeurs du modèle et les valeurs mesurées. Le facteur λ est connu comme le facteur de Marquardt ou coefficient d'amortissement et permet de contraindre la gamme de valeurs que Δq_k peuvent prendre.

De même, dans le cadre d'une inversion en time-lapse entre plusieurs jeux de données qui se suivent temporellement, on peut modifier l'équation d'optimisation par les moindres carrés de la façon suivante :

$$[J_i^T R_d J_i + (\lambda_i F_R + \alpha M^T R_t M)]\Delta r_i = J_i^T R_d g_i - (\lambda_i F_R + \alpha_i M^T R_t M)r_{i-1}, (2.14)$$

avec M la matrice des différences, α le coefficient d'amortissement temporel qui donne le poids pour minimiser les changements temporels comparés aux variations du modèle et des données au cours du temps. F est une matrice donnant une contrainte sur le modèle et R représente des matrices de poids des différents éléments dans le processus d'inversion.

IV.2-DÉROULEMENT DE L'INVERSION

En résumé, on cherche à minimiser la différence entre les résistivités mesurées sur le terrain et celles calculées à l'aide d'un modèle 2D composé de blocs de résistivités différentes. Ce modèle est construit en fonction de la géométrie du profil réalisé : configuration choisie, écartement entre les électrodes, topographie, nombre d'électrodes, nombre de mesures, profondeur d'investigation... Il est possible de réaliser des inversions à partir d'un modèle à mailles triangulaires ou rectangulaires, selon le logiciel choisi. Une mesure de cette différence peut être exprimée à l'aide du facteur RMS (Root-Mean-Square) défini comme :

$$RMS(\%) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - m_i)^2}{n}}, (2.15)$$

où y_i et m_i sont respectivement les valeurs mesurées et calculées et où n est le nombre de valeurs considérées. La méthode d'inversion est basée sur la minimisation du facteur RMS. Il faut cependant rester prudent avec

cette méthode, car elle peut aussi donner des résultats aberrants d'un point de vue géologique, avec de très fortes valeurs ou variations d'un bloc à l'autre qui n'ont pas de sens réel (Clément *et al.*, 2009). La solution itérative donnant la plus petite valeur du facteur RMS n'est pas forcément la meilleure solution d'un point de vue géologique. On cherchera plutôt à stopper le calcul itératif lorsque la variation de la valeur de la RMS ne change plus de façon significative. Certains paramètres de régularisation peuvent permettre de limiter ces effets.

On peut résumer la séquence d'acquisition et de traitement des données, depuis la mise en place des électrodes sur le terrain jusqu'à l'interprétation des données par un schéma présenté en Figure 2-8.



Figure 2-8 : Schéma récapitulatif de la séquence d'acquisition, inversion et traitement des données de résistivité électrique.

B-MODÉLISATION DIRECTE ET LOGICIELS D'INVERSION

I-DÉVELOPPEMENT DE MODÈLES DIRECTS

I.1-PROBLÉMATIQUE

Il existe plusieurs logiciels d'inversion de données pour la résistivité électrique. S'ils sont tous plus ou moins basés sur la même méthode de résolution, il existe cependant quelques variantes qui peuvent conduire à des résultats différents pour l'inversion d'un même jeu de données. De plus, certains paramètres ne sont pas toujours pris en compte dans les processus d'inversion. Afin de tester quelle peut être l'influence de l'utilisation d'un logiciel plutôt qu'un autre sur l'inversion d'un jeu de données, une modélisation directe à partir de modèles synthétiques a été réalisée. Deux logiciels vont être utilisés : le logiciel libre R2 (Binley, 2016) et le logiciel payant Res2dInv (Loke 2013). Pour créer des jeux de données synthétiques, ces deux logiciels sont capables de faire de la modélisation directe (Res2dmod et R2).

I.2-CONSTRUCTION DES MODÈLES

Res2dmod est un logiciel développé par Geotomo Softwares et disponible avec la clé d'abonnement utilisée pour Res2dInv. Le logiciel R2 est en accès libre via le site de l'Université de Lancaster. Ces deux logiciels permettent de calculer la résistivité apparente sur une pseudo-section à partir d'un modèle de subsurface 2D

et d'un jeu d'électrodes. Les principales configurations d'électrodes peuvent être modélisées, notamment les configurations Wenner et Dipôle-Dipôle. Ces logiciels permettent d'utiliser soit une approche en différence finie, soit une approche en éléments finis, en divisant le modèle en un certain nombre de blocs suivant un maillage rectangulaire. La méthode en différences finies détermine le potentiel aux nœuds du maillage rectangulaire, constitué de L nœuds en direction horizontale et M nœuds en direction verticale, soit $L-1$ blocs en direction horizontale et $M-1$ blocs en direction verticale. La méthode en éléments finis est basée sur la résolution directe au centre des blocs. En utilisant un maillage adapté, des structures géologiques assez complexes peuvent être modélisées.

I.3-LIMITES DU LOGICIEL RES2DINV

Les limites de cette approche de modélisation directe (ou forward) sont assez vite atteintes dans le cadre de notre étude. En effet, le logiciel Res2dInv ne permet pas de réaliser des modélisations en considérant une topographie. Nous ne pouvons donc pas évaluer l'impact de la topographie sur les modèles directs avec ce logiciel. De plus, bien qu'il soit possible de modéliser des électrodes sous l'eau, il est impossible de représenter seulement certaines électrodes sous l'eau comme c'est le cas d'un transect de rivière. Ces modèles ne pourront donc nous servir que pour tester certaines conditions de terrain.

II-MODÈLE HOMOGENÈME

II.1-MAILLAGE

Dans un premier temps, un modèle homogène a été réalisé pour voir quel est l'effet des différentes configurations d'électrodes utilisées sur le terrain et leur sensibilité. La résistivité de l'ensemble du domaine est fixée à 150 Ω m. Un modèle est construit, composé de 48 électrodes espacées de 50 centimètres. Le modèle se compose de 188 blocs selon la direction X, 24 niveaux de mesures pour la configuration Dipôle-Dipôle, soit 25 rangées de blocs en Z. Pour la configuration Wenner, 15 niveaux de mesures soit 16 blocs sont définis. Cette géométrie et ces deux configurations représentent les dispositifs réellement mis en place sur le terrain.

Les indications et options ne sont pas les mêmes pour les deux logiciels. Les informations principales sont résumées dans le Tableau 2-1.

	Modèle Res2dmod	Modèle R2
<i>Taille du modèle</i>	Semi-infini selon X et Z	Semi-infini selon X et Z
<i>Nombre d'électrodes</i>	48	48
<i>Espacement</i>	0,5 m	0,5 m
<i>Taille des blocs selon X</i>	0,25 m	0,1 m
<i>Taille des blocs selon Z</i>	Variable	0,1 m
<i>Nombre de blocs</i>	188x25	281x49
<i>Configuration</i>	Wenner/Dipôle	Wenner/Dipôle

Tableau 2-1 : Valeurs des principaux paramètres physiques utilisés pour la construction du modèle avec les logiciels Res2dmod et R2.

On notera que pour le modèle Res2dmod, le nombre de nœuds selon l'axe X est limité par le logiciel à 4 au maximum entre deux électrodes, ce qui limite le nombre de blocs définis selon cette direction. R2 laisse une totale liberté de choix à l'utilisateur sur la taille des blocs, mais celle-ci devra être adaptée au profil choisi. Les

paramètres d'inversion communs aux deux logiciels ont été au maximum conservés. On note que pour l'ensemble des modèles réalisés, la valeur finale de la RMS est toujours inférieure à 5%.

II.2-MODÈLE DE BASE

Les résistivités apparentes sont calculées avec chacun des logiciels puis inversées. Les valeurs de résistivité obtenues avec les deux logiciels après inversion peuvent être comparées (Figure 2-9). Le dispositif Dipôle-dipôle donne des résultats assez différents pour les deux modèles. Alors que Res2dInv montre une répartition verticale des valeurs, qui restent cependant très proches de la valeur réelle, le logiciel R2 présente une répartition relativement homogène, mais dont la valeur moyenne est légèrement supérieure à la valeur réelle. Pour le dispositif Wenner, Res2dInv montre également une répartition verticale, avec des valeurs légèrement inférieures dans la partie haute du domaine alors que la partie basse présente des valeurs un peu plus hautes. Par rapport au dispositif Dipôle, les valeurs sont plus proches de la valeur réelle et très homogènes dans la zone contenant les mesures.

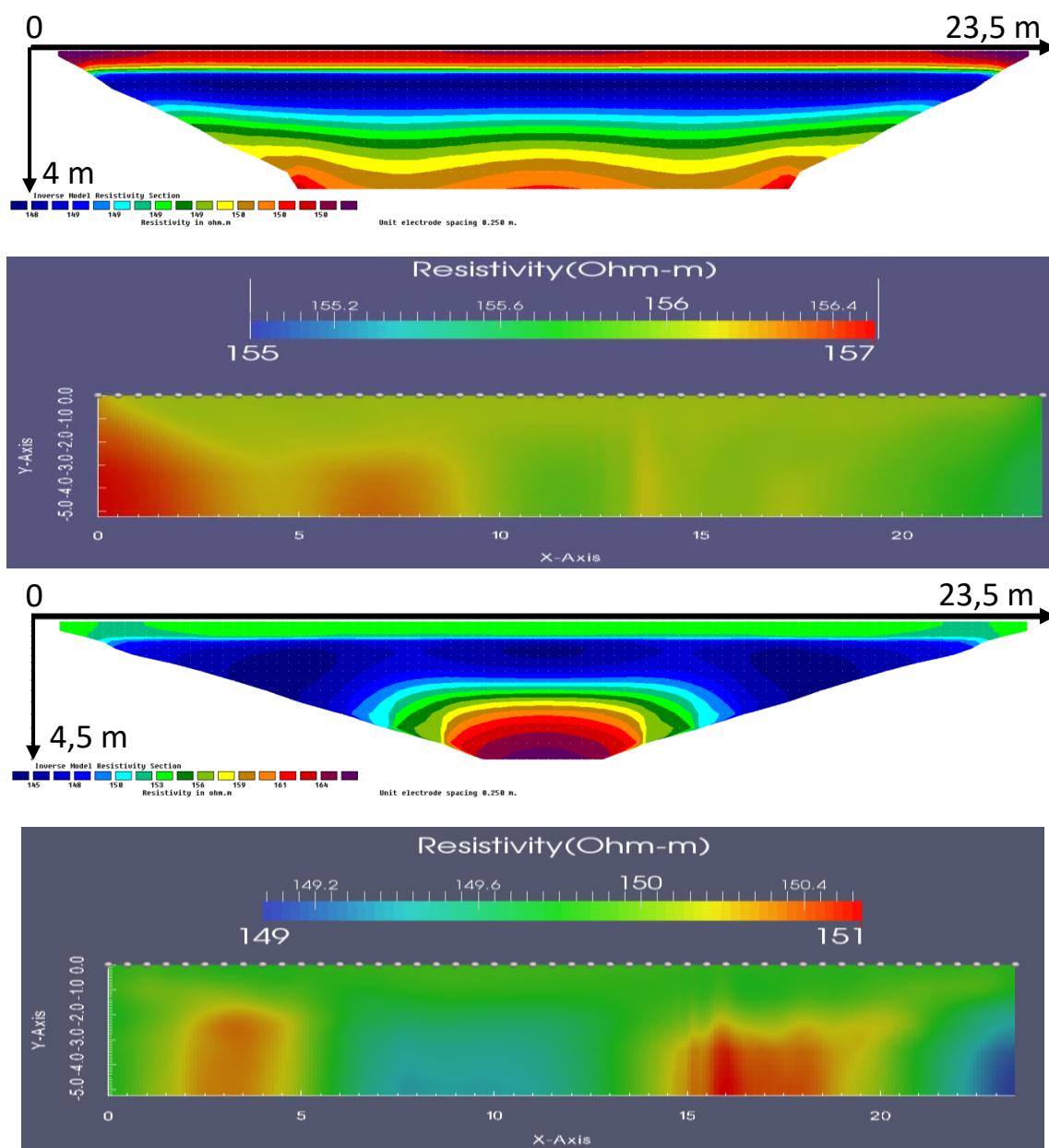


Figure 2-9 : Résultats obtenus après inversion du modèle homogène avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.

Selon le choix du dispositif et du logiciel, les résultats obtenus sont donc légèrement différents, en fonction de la sensibilité de chacun des modèles, du protocole d'inversion et des paramètres d'inversion. Dans le cas d'un modèle homogène, on obtient cependant des résultats assez cohérents avec la valeur initiale de la modélisation directe. L'erreur reste inférieure à 7%.

Ce modèle homogène a été peu à peu complexifié, en ajoutant des conditions que l'on retrouvera sur le terrain, en particulier une tranche d'eau et une topographie.

II.3-INSERTION D'UNE TRANCHE D'EAU AU-DESSUS DU PROFIL

On s'intéresse à présent au même modèle dans lequel on a ajouté une tranche d'eau d'une certaine épaisseur afin de représenter des électrodes placées dans les sédiments au fond de la rivière. Ceci se traduit par un changement de conditions aux limites pour le modèle de résistivité. En effet, lorsque les électrodes sont situées en surface, et donc au contact de l'air, le milieu au-dessus du modèle est parfaitement isolant, et ne permet aucun passage du courant. À l'inverse, en général, le fait de placer les électrodes sous l'eau rend le milieu plus conducteur et modifie grandement la répartition théorique du champ de potentiel au sein du modèle. Ceci a un impact non négligeable sur la valeur des données mesurées sur le terrain, et doit donc impérativement être pris en compte lors de l'inversion.

Pour ce second test, le modèle homogène utilisé précédemment a donc été repris, en ajoutant des informations sur la présence d'une tranche d'eau au-dessus des électrodes. Pour le logiciel Res2dmod, cette option est directement prise en compte par le logiciel et il suffit d'indiquer la hauteur d'eau et sa résistivité. Pour R2, cette option n'est pas directement incluse, mais l'on peut modifier le maillage en considérant les premières couches de mailles comme une zone de résistivité fixée, et placer les électrodes sous cette première couche. On retrouve donc dans les deux cas les mêmes conditions aux limites pour représenter la présence d'une tranche d'eau de 40 centimètres d'épaisseur et de résistivité égale à 17 Ωm , similaire à la valeur observée sur le terrain.

On compare une fois de plus les résultats obtenus avec les deux logiciels et avec les deux configurations d'électrodes (Figure 2-10). Les résultats obtenus sont assez similaires entre les deux configurations, on centrera donc les observations sur les différences obtenues entre les deux logiciels. Avec Res2dInv, le modèle obtenu après inversion est extrêmement proche de la valeur théorique, avec un léger gradient de la surface vers le bas, de 148 à 151 Ωm . En revanche, le modèle proposé par R2 montre une disparité des valeurs plus importante, comprise entre 17 Ωm (la valeur de résistivité de l'eau) et 300 Ωm (à savoir deux fois plus que la valeur de résistivité du milieu). La principale différence entre les deux logiciels réside dans la façon de considérer la tranche d'eau. Dans Res2dInv, la condition aux limites est modifiée au-dessus des électrodes, mais la rivière n'apparaît pas dans les blocs du modèle. À l'inverse, les premières couches de blocs dans le modèle R2 constituent la rivière, et sont donc inversées avec l'ensemble du modèle. Bien que la valeur de ces blocs soit indiquée dans le fichier de données, le logiciel a une certaine marge de manœuvre dans les valeurs que peut prendre cette zone. Cette différence de considération peut donc expliquer que les résultats obtenus avec R2 soient assez différents de ceux obtenus avec Res2dInv. Avec R2, on notera la présence d'un gradient entre les blocs de rivière et le sous-sol, et de valeurs maximales entre 2 et 3 m de profondeur, soit la zone la plus basse des profils Res2dInv.

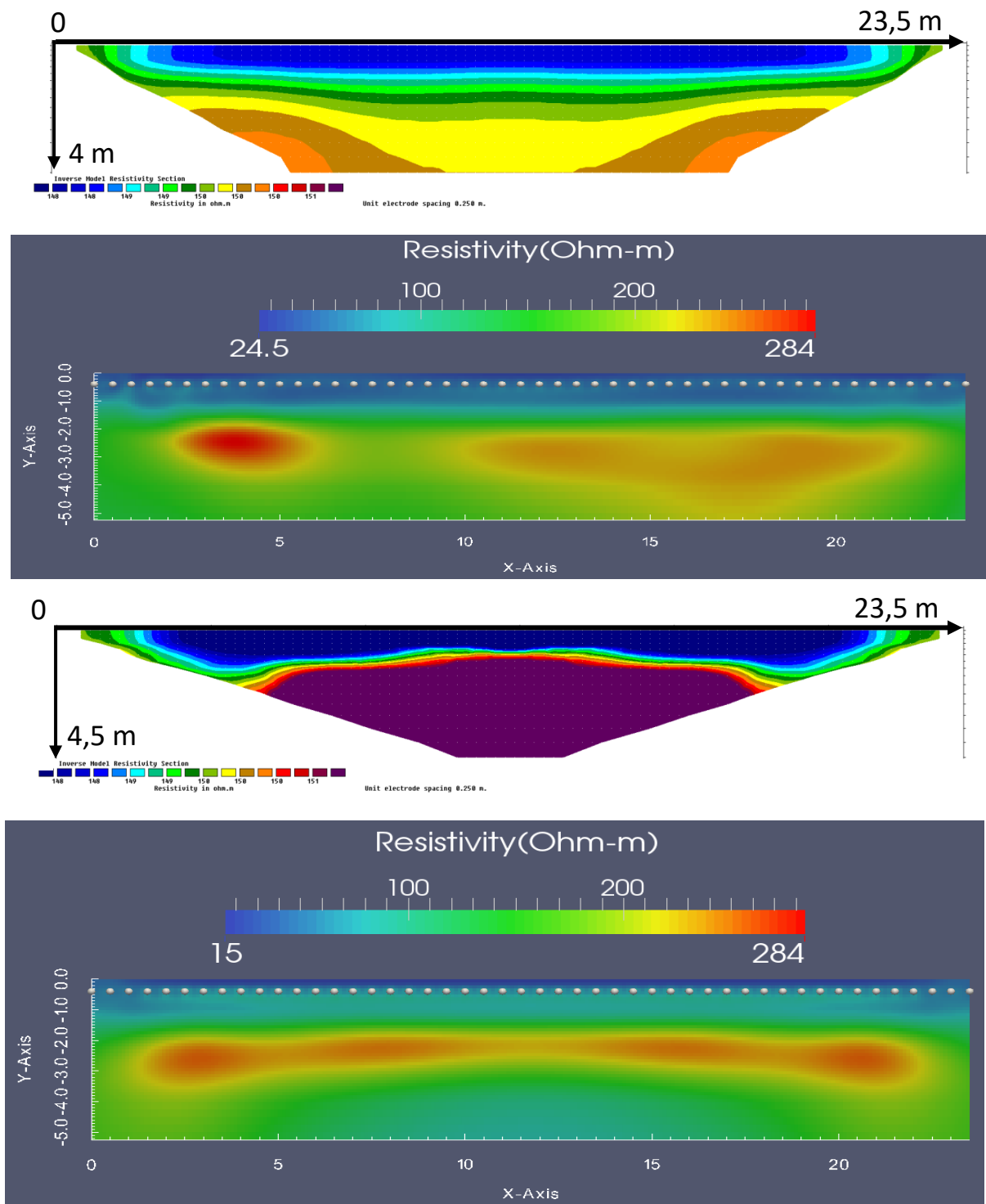


Figure 2-10 : Résultats obtenus après inversion du modèle homogène comprenant une tranche d'eau de 40 centimètres et d'une résistivité de 17 Ωm au-dessus des électrodes avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.

L'insertion d'une tranche d'eau au-dessus du modèle est relativement bien gérée par Res2dInv, car la tranche d'eau n'apparaît pas directement dans les blocs utilisés pour l'inversion. En revanche, les résultats obtenus avec R2 sont beaucoup plus dispersés, car une sorte de zone se crée entre les blocs "de rivière" et les blocs situés plus en profondeur, où la résistivité passe progressivement de valeurs proches de celles de l'eau à des valeurs plus représentatives du sous-sol. Il faudra donc prendre en compte l'existence de cette zone pour interpréter les résultats issus du logiciel R2.

II.4-INSERTION D'UNE TOPOGRAPHIE AU-DESSUS DU MODÈLE

Après avoir vu l'effet d'une tranche d'eau sur les modèles, nous allons y inclure une topographie proche de celle observée sur le terrain. La plupart des profils seront réalisés selon une ligne perpendiculaire à la rivière, la traversant d'une berge à l'autre. Comme déjà signalé, le logiciel de modélisation directe Res2dmod ne permet pas de calculer les résistivités apparentes obtenues avec une certaine topographie. La seule solution consiste à inclure la topographie dans le fichier de données avant l'inversion, mais elle ne sera alors prise en compte que dans l'inversion et non dans le calcul des données synthétiques. Ceci limite l'intérêt de réaliser ce test avec le logiciel Res2dInv. Nous ne ferons donc que la comparaison pour R2 avec les deux dispositifs (Figure 2-11).

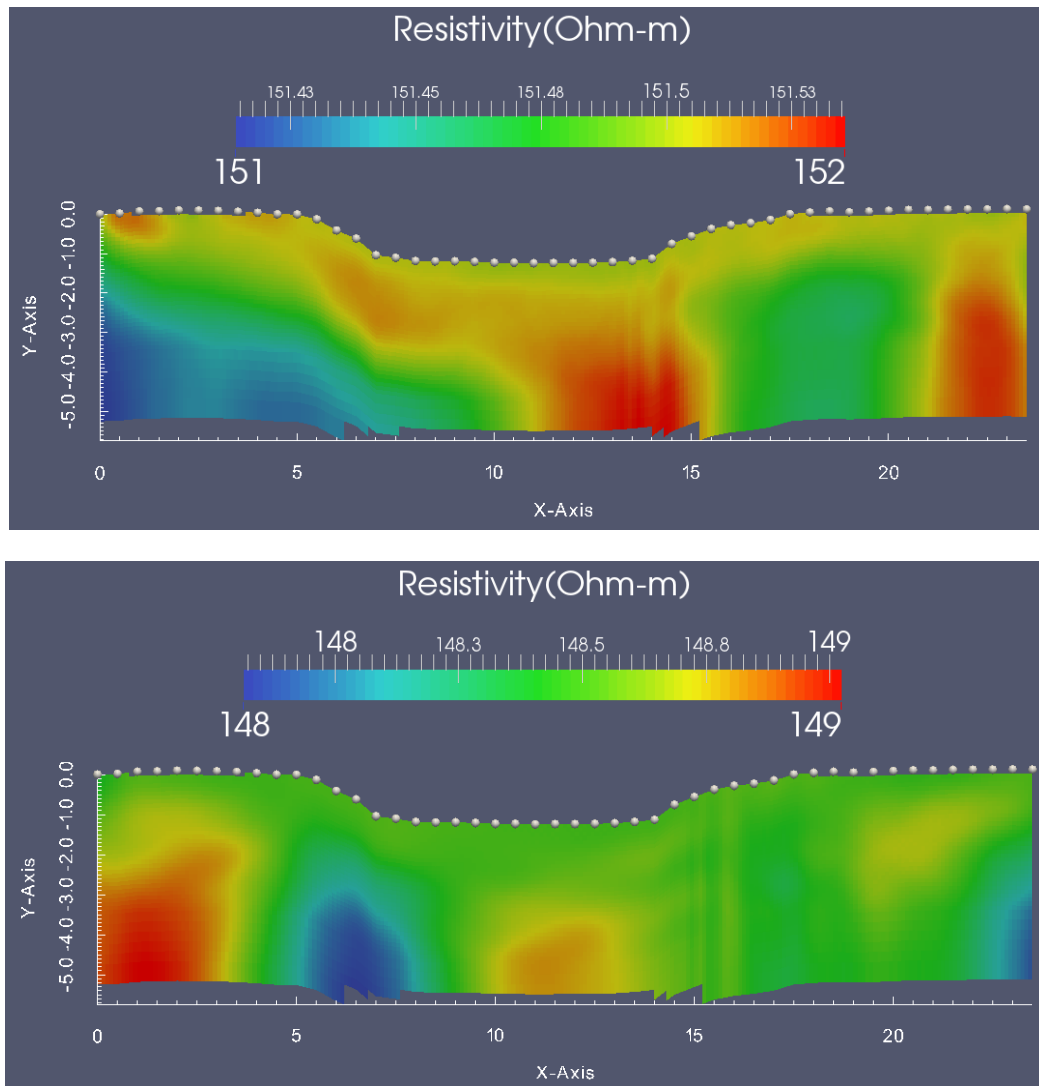


Figure 2-11 : Résultats après inversion du modèle homogène comprenant une topographie. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2

L'inclusion de la topographie dans le modèle ne provoque pas de changement majeur dans la valeur des résultats après inversion, qui se situe entre 149 et 152 Ωm . La configuration Dipôle tend à légèrement surestimer la valeur des blocs, tandis que la configuration Wenner les sous-estime. Des zones où la valeur moyenne est légèrement supérieure ou inférieure à la valeur ne sont pas situées aux mêmes endroits avec les deux configurations. Elles sont plutôt situées sous la rivière avec la configuration Dipôle, et dans la partie inférieure du profil pour la configuration Wenner. Cependant, ces différences restent minimales par rapport à la valeur attendue. Pour se rendre compte de l'impact de la topographie sur la résistivité apparente, on peut visualiser directement les données issues de la modélisation directe avant inversion en termes de différences par rapport à la valeur théorique de 150 Ωm (Figure 2-12). Dans la zone où la topographie est la plus faible,

c'est-à-dire au niveau du lit de la rivière, les données de résistivité apparentes sont plus fortes que les valeurs théoriques avec un modèle homogène infini. Les informations concernant la topographie sont donc importantes à prendre en compte dans l'inversion des données car celles-ci sont influencées par l'espacement variable entre les électrodes. En effet, les facteurs géométriques k doivent être recalculés avec la topographie en fonction du nouvel écartement entre chaque paire d'électrodes.

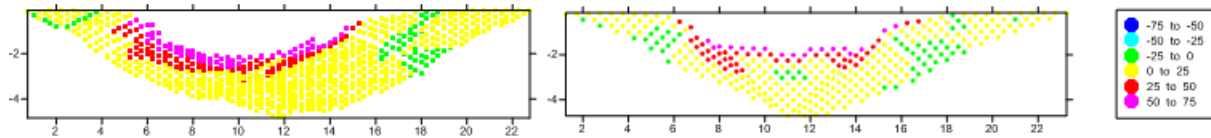


Figure 2-12 : Comparaison entre les valeurs théoriques de résistivité apparente calculées pour un modèle homogène infini (150Ωm) et les valeurs issues de la modélisation directe avec le logiciel R2, en incluant une topographie. Les résultats sont exprimés en % de différence par rapport à la valeur théorique attendue. De gauche à droite : Dipôle R2, Wenner R2.

II.5-COMBINAISON DE LA TOPOGRAPHIE ET D'UNE TRANCHE D'EAU

Comme précédemment, on ne considère que les résultats issus de R2 car on ne peut pas faire de modélisation directe avec Res2dmod incluant une topographie. On associe donc les deux contraintes dans le modèle R2. L'objectif étant de se rapprocher des conditions que l'on a sur le terrain, les blocs associés à l'eau seront situés uniquement dans la partie basse de la topographie, représentant le fond du lit de la rivière. Ainsi, on se trouvera dans une configuration similaire à celle d'une ligne d'électrodes traversant une rivière, avec une partie des électrodes situées sous le niveau de l'eau. La hauteur d'eau, égale à 40 centimètres, a été conservée, et sa résistivité vaut 17 Ωm comme dans la configuration précédente (Figure 2-13).

Pour comparer les deux profils, une même échelle de couleurs a été sélectionnée, ce qui n'était pas possible auparavant car les variations étaient minimes mais dans une plage de valeurs différentes d'un profil à l'autre. La valeur minimale du profil est plus faible que la valeur théorique de 17 Ωm, mais la zone représentant la rivière garde des valeurs de résistivité proches de la valeur théorique. Dans l'ensemble du profil, les valeurs sont assez homogènes sous la rivière et sur les berges, avec des valeurs proches des 150 Ωm théoriques. On notera cependant sur le profil Dipôle la présence d'un bloc de plus de 400 Ωm. Dans le cas de la configuration Wenner, on peut voir plusieurs blocs sur la berge droite à proximité de certaines électrodes qui présentent également des valeurs bien supérieures à la valeur théorique. Pour la configuration Dipôle, cette valeur peut être associée à une mesure effectuée avec une paire d'électrodes sous l'eau et une paire située sur la berge. Les deux paires d'électrodes ne sont pas dans le même environnement : au contact de l'eau (conductrice) ou de l'air (résistant). Dans le cas du dispositif Wenner, la disposition des électrodes les unes par rapport aux autres semble aussi provoquer certaines différences dans les mesures faites avec une électrode de courant et de potentiel sous l'eau et les autres sur les berges.

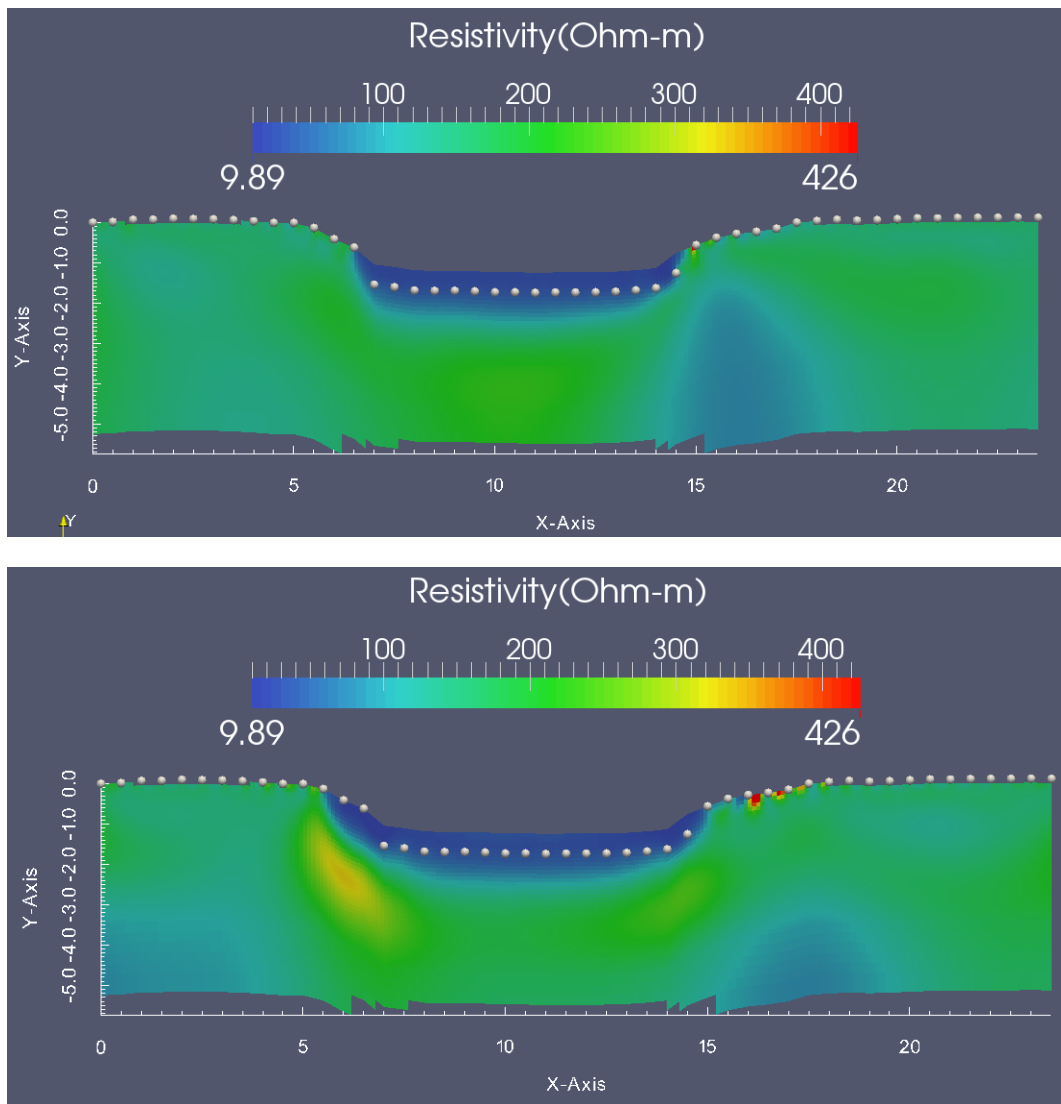


Figure 2-13 : Résultats obtenus après inversion d'un modèle homogène comprenant une topographie et une tranche d'eau similaires aux conditions observées sur le terrain, avec le logiciel R2. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.

Les différences entre les valeurs théoriques pour le modèle homogène et le modèle avec topographie et tranche d'eau (Figure 2-14) mettent en évidence ces points particuliers sur les berges, où les valeurs de résistivité apparente calculées sont bien supérieures à la valeur théorique de 150 Ω m. Ces points sont regroupés sur la berge rive droite, où un plus grand nombre de mesures est réalisé du fait d'une topographie asymétrique (plus d'électrodes sont situées sur la rive droite par rapport à la rive gauche). On peut conclure de cet exemple que certaines dispositions d'électrodes, en particulier avec le dispositif Wenner, ont un impact sur les calculs de résistivité apparente effectuées dans ces conditions. Ces valeurs impactent le modèle inverse, où des zones à faible profondeur présentent une résistivité deux fois supérieure aux valeurs attendues.

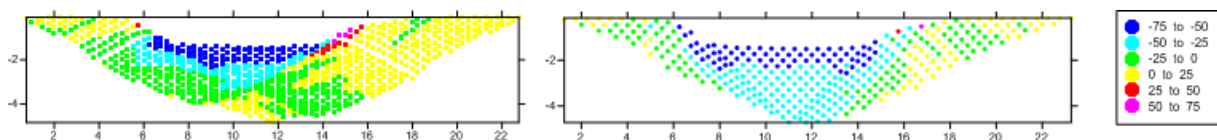


Figure 2-14 : Comparaison entre les valeurs de résistivité apparente du modèle homogène théorique et les valeurs obtenues via le logiciel R2. Une topographie et une tranche d'eau sont incluses. De gauche à droite : Dipôle R2, Wenner R2.

II.6-CONCLUSIONS DU MODÈLE HOMOGÈNE

Pour conclure, dans le cas d'un milieu homogène, les deux logiciels donnent des résultats dans l'ensemble cohérents et en accord avec le modèle théorique. L'avantage de considérer dans un premier temps un modèle homogène permet de se replacer dans des conditions théoriques idéales, où la résistivité apparente et la résistivité mesurée sont censées être identiques. La prise en compte d'une seule condition aux limites particulière comme la topographie ou une tranche d'eau ne présente qu'un impact limité sur les résultats. En revanche, lorsque ces deux conditions sont prises en compte simultanément et lorsqu'on considère des électrodes à la fois sous l'eau et hors de l'eau, les valeurs de résistivité après inversion peuvent être fortement dégradées, avec apparition de valeurs aberrantes dans quelques zones dues à la géométrie et aux positionnements des électrodes par rapport aux conditions aux limites. De plus, une sorte de "zone tampon" se met en place sous la rivière, entre les valeurs très faibles dans les blocs modélisant la rivière et la valeur unique du substratum.

III-MODÈLE HÉTÉROGÈNE

Le maillage du modèle précédemment créé a été conservé et complexifié afin de créer un modèle de résistivité hétérogène comportant plusieurs couches de résistivités distinctes, d'une géométrie proche de celle observée sur le terrain.

III.1-CONSTRUCTION DU MODÈLE HÉTÉROGÈNE

Un profil électrique réalisé sur le terrain a permis de retrouver la répartition de la résistivité dans le sous-sol. Il a été réalisé en conditions stationnaires, hors des expériences de dynamique du cours d'eau. Il reflète donc les variations lithologiques du terrain et servira de base pour l'étude géologique du site (Figure 2-15). Le modèle est composé de trois zones distinctes :

- i. Une zone de très faible résistivité à $10 \Omega\text{m}$ qui représente la zone située sous la rivière au centre du modèle ; son épaisseur est de 50 centimètres.
- ii. Une seconde zone est située sur les berges de part et d'autre, sur 1 mètre d'épaisseur. Une valeur de résistivité plus forte de $150 \Omega\text{m}$ représente une formation très hétérogène constituée en grande partie par des remblais anthropiques.
- iii. Enfin, le reste du profil est constitué d'une zone de résistivité de $40 \Omega\text{m}$, homogène, située sous les formations superficielles et représentant les alluvions et tourbes.

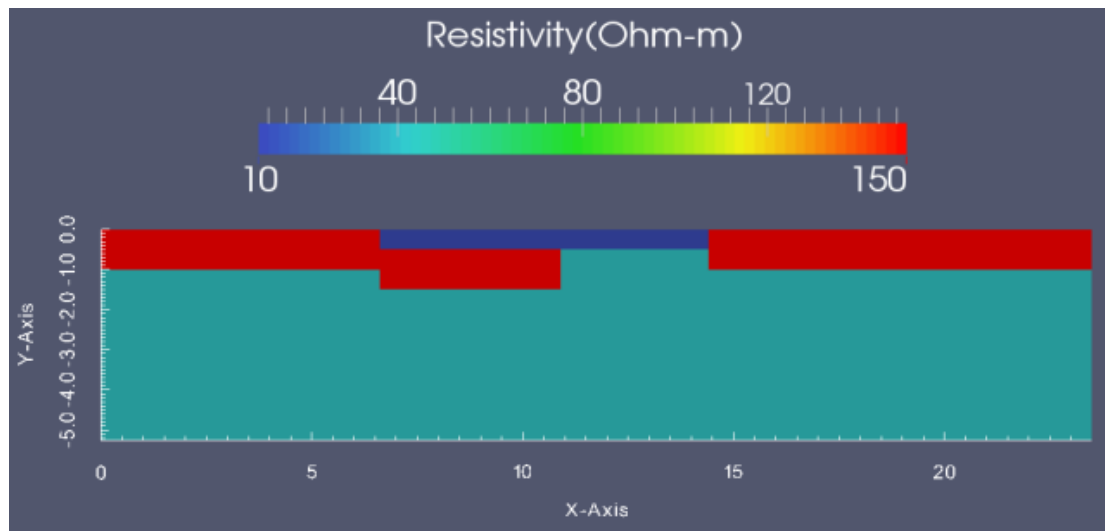


Figure 2-15 : Présentation de la géométrie du modèle hétérogène. En bleu foncé la zone à 10 Ωm représentant le lit de la rivière, en turquoise la zone à 40 Ωm pour les sédiments constituant l'aquifère et en rouge les remblais à 150 Ωm .

III.2-INVERSION DU MODÈLE HÉTÉROGÈNE

Comme pour le modèle homogène, on réalise un calcul de résistivité apparente avec les deux logiciels, Res2dInv et R2, puis on inverse les profils obtenus afin de comparer les résultats (Figure 2-16). On peut noter que les modèles obtenus avec le logiciel Res2dInv sont plus fiables sous la rivière que R2, car il rend mieux compte de la présence d'une couche plus résistante sous une partie de la zone peu résistante représentant le fond de la rivière. La configuration Dipôle semble plus efficace que la configuration Wenner pour restituer le contraste qui peut exister sous une première couche de surface. Globalement, la géométrie des couches et les contrastes de résistivité entre les différentes zones sont respectés par les deux logiciels.

III.3-INSERTION D'UNE TRANCHE D'EAU AU-DESSUS DU MODÈLE

Nous allons de nouveau tester le modèle en ajoutant peu à peu des contraintes similaires à celles présentes sur le terrain. On inclut donc une tranche d'eau de 40 centimètres d'épaisseur et de résistivité 17 Ωm au-dessus du modèle hétérogène (Figure 2-17).

Les résultats obtenus avec le logiciel R2 sont très similaires pour les deux configurations. La répartition des différentes couches est bien rendue, à l'exception des premiers centimètres du modèle qui ont une valeur plus faible que la valeur théorique. D'une façon générale, on retrouve sur les deux configurations la présence de cette "zone tampon" où les valeurs de résistivité des blocs sont inférieures aux valeurs théoriques. Ceci est dû à la présence de la tranche d'eau ; le modèle a des difficultés à rendre compte d'une brusque variation verticale de la résistivité et s'en accommode sur une épaisseur de plusieurs blocs. Pour le logiciel Res2dInv, les résultats sont un peu plus contrastés. La configuration Dipôle est assez fidèle au modèle sur les zones plus résistantes, mais l'on retrouve la présence d'une couche qui apparaît moins résistante en surface. Ce problème n'est pas présent sur le modèle Wenner, mais la géométrie de la couche résistante dans le sous-sol est moins nette.

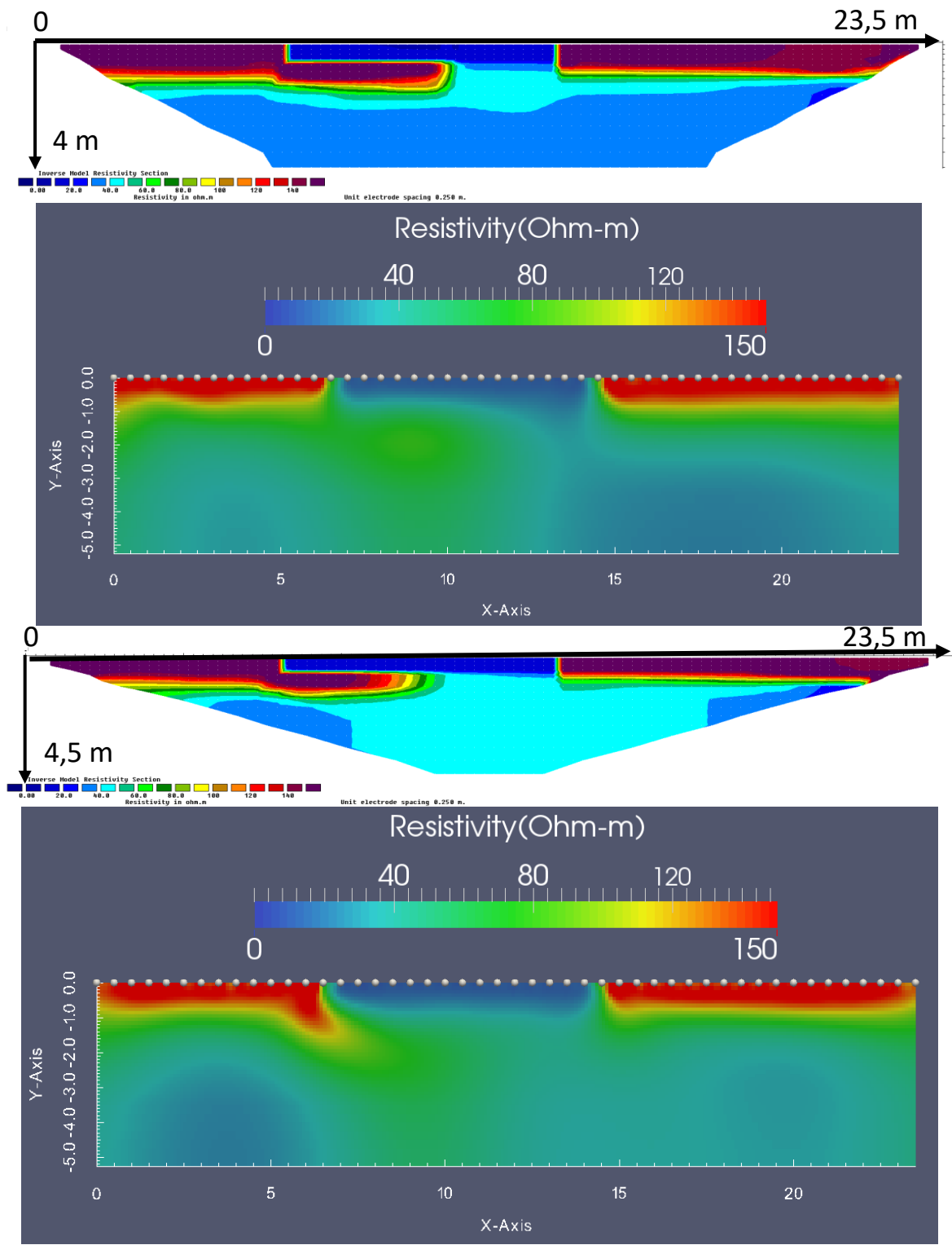


Figure 2-16 : Résultats obtenus après inversion pour le modèle hétérogène avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.

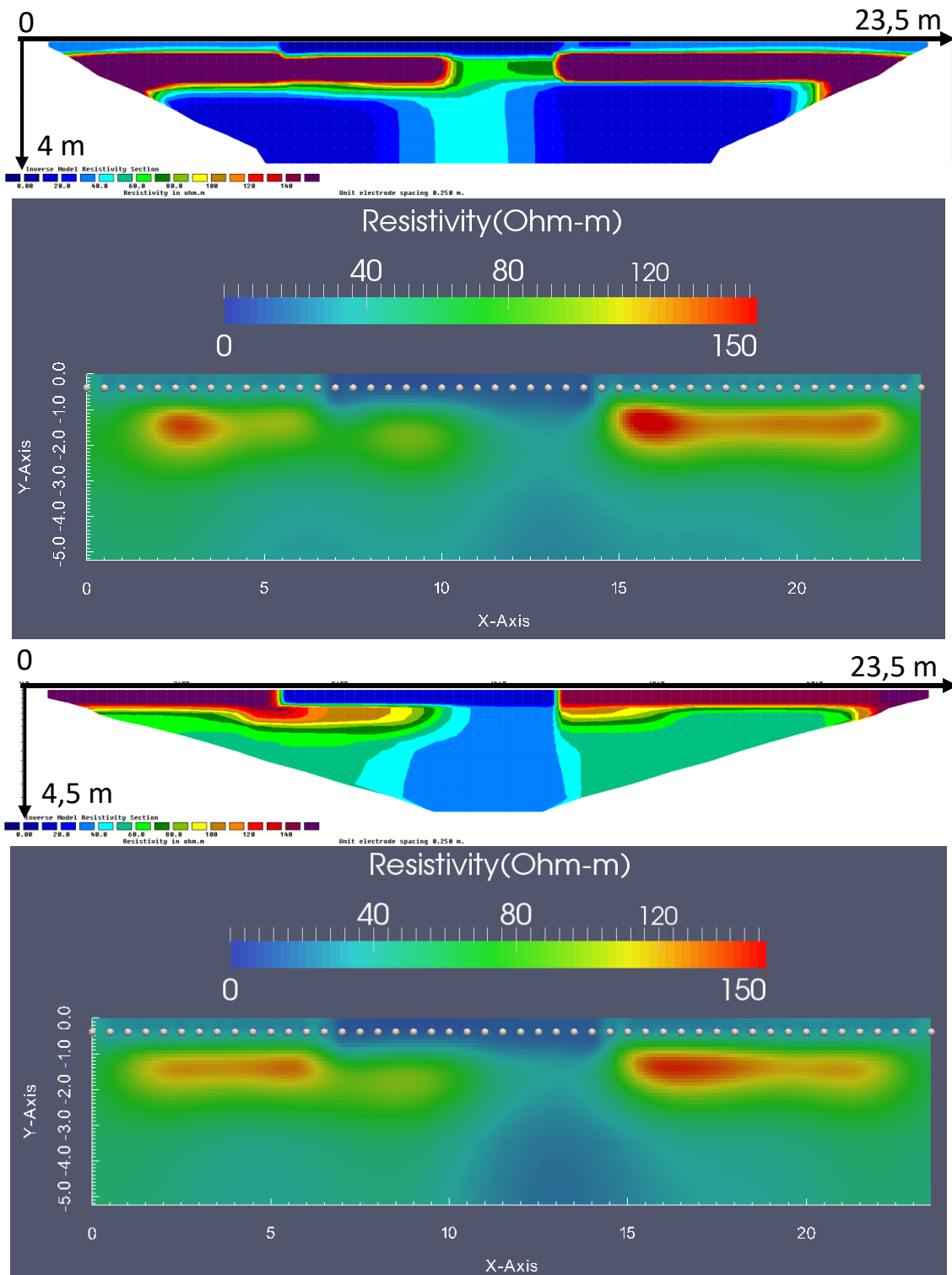


Figure 2-17 : Résultats obtenus après inversion pour le modèle hétérogène en présence d'une tranche d'eau à 17 Ω m et 40 centimètres d'épaisseur avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.

III.4-INSERTION D'UNE TOPOGRAPHIE

Comme dans le cas homogène, il a été impossible de réaliser un modèle contenant une topographie avec le logiciel Res2dmod. On ne montrera donc que les résultats obtenus avec le logiciel R2 (Figure 2-18).

Que ce soit en configuration Dipôle ou Wenner, les résultats obtenus sont très similaires. La définition des zones sur les berges est nette, et semble meilleure dans la zone plus basse sur le profil Wenner, ce qui est logique car il est plus sensible à la présence de couches horizontales. Dans les deux cas, la présence de la zone de faible résistivité au milieu du modèle masque en partie la zone plus résistante située en dessous. Les valeurs relevées au centre du modèle sous la rivière n'excèdent pas 80 à 100 Ωm contre 150 normalement. Sur cet exemple, la topographie ne semble pas avoir d'effet néfaste sur les résultats, qui restent très similaires à ceux obtenus sans topographie.

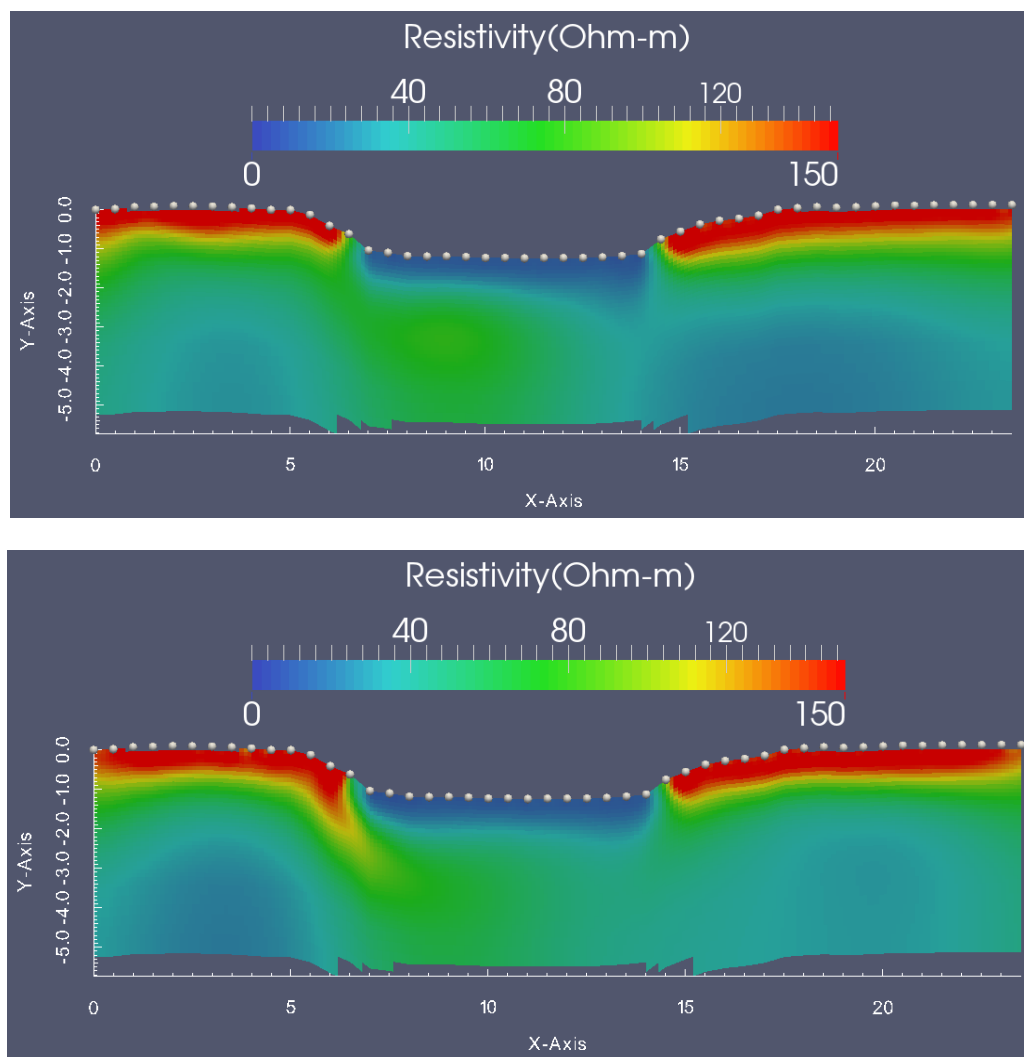


Figure 2-18 : Résultats obtenus après inversion avec le logiciel R2 pour le modèle hétérogène comprenant une topographie. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.

III.5-COMBINAISON DE LA TOPOGRAPHIE ET D'UNE TRANCHE D'EAU

Une tranche d'eau de 40 centimètres et de résistivité 17 Ωm a été ajoutée au modèle précédent au niveau de la dépression correspondant au lit de la rivière (Figure 2-19). En incluant une tranche d'eau, les résultats sont très semblables entre les deux configurations. La configuration Dipôle semble être plus sensible aux données

situées sous la rivière et donne un aperçu plus réaliste de la géométrie de la zone plus résistante, même si les valeurs de résistivité calculées sont inférieures aux valeurs réelles (à peine 120 Ωm contre 150 théoriquement). L'insertion d'une couche d'eau sur une partie du profil ne semble pas provoquer de changement important dans le modèle, hormis la résolution et la précision quantitative des valeurs présentes sous la rivière. Dans ce dernier cas, les valeurs sous la zone de très faible résistance apparaissent très amorties quelle que soit la configuration employée, et ne reflètent pas la géométrie réelle de la couche plus résistante.

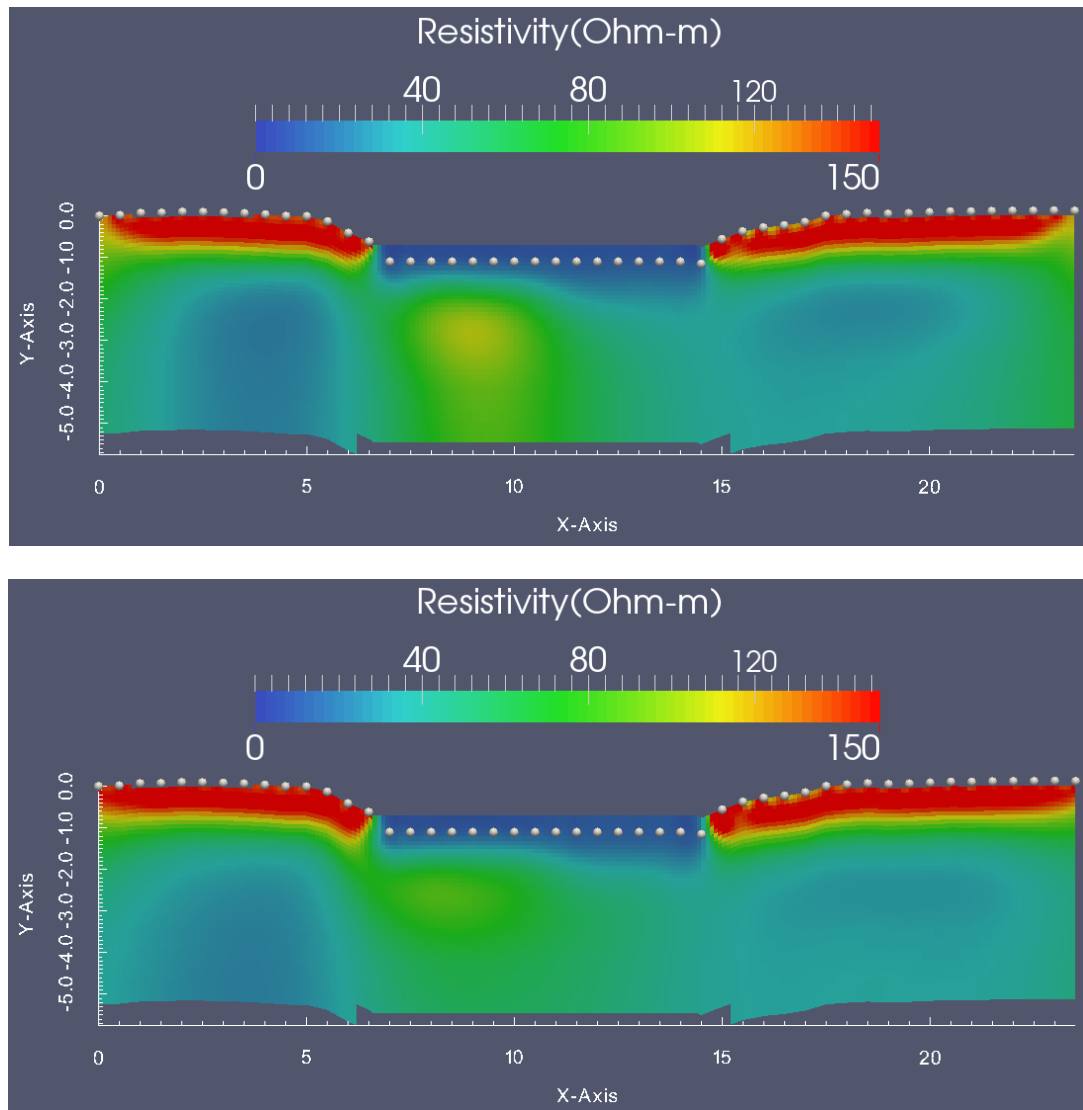


Figure 2-19 : Résultats obtenus après inversion avec le logiciel R2 pour le modèle hétérogène comprenant une topographie et une tranche d'eau de 40 centimètres et de résistivité à 17 Ωm . De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.

III.6 RÉOLUTION QUANTITATIVE DES VALEURS SOUS LA RIVIÈRE

Comme dernier test avec le modèle hétérogène, on cherche à savoir si la présence d'une tranche d'eau fait apparaître de façon artificielle une zone de résistivité très faible sous la rivière, comme observé sur le modèle homogène. On reconstruit donc le modèle précédent en supprimant la zone de résistivité à 10 Ωm sous la rivière. Une fois cette zone très conductrice enlevée, les modèles après inversion sont beaucoup plus précis concernant la position de la zone plus résistante sous la rivière et la valeur moyenne de résistivité (Figure 2-20). La définition des contours de cette zone est plus précise avec la configuration Wenner, qui montre la continuité entre la zone résistante de la berge et celle de la rivière et qui définit mieux la profondeur atteinte par cette couche. En revanche, dans les deux cas, on observe sous la tranche d'eau la présence d'une zone peu

résistante, finalement assez similaire à celle observée lorsque la couche faiblement résistante était encore présente. La présence de l'eau au-dessus des électrodes provoque donc une diminution des mesures de résistivité faites sous l'eau, qui se retrouve dans les modèles après inversion. Ce phénomène pourrait s'expliquer par la répartition du champ électrique lors de mesures faites sous l'eau. Au lieu de se développer uniquement dans le milieu sous les électrodes, il se répartit également dans la tranche d'eau située au-dessus. Ainsi, la mesure effectuée n'est plus uniquement représentative de la résistivité apparente du sous-sol, mais aussi de celle de l'eau. La valeur finalement mesurée sera donc une sorte de "moyenne". Ce phénomène est particulièrement présent sur les mesures effectuées au centre de la rivière avec un faible espacement, car en proportion, les volumes de sol et d'eau investigués sont similaires, d'où l'apparition de cette couche de résistivité plus faible sous la rivière, que l'on a qualifiée de "zone tampon". Pour les mesures effectuées avec un espacement plus grand, le volume de sol investigué augmente par rapport à celui de l'eau qui reste constant (la hauteur d'eau est fixe et bien délimitée). Ainsi, les mesures sont plus fiables à plus grande profondeur sous la rivière, et l'on retrouve alors la géométrie de la couche plus résistante, qui n'apparaissait pas dans les premiers centimètres sous la rivière.

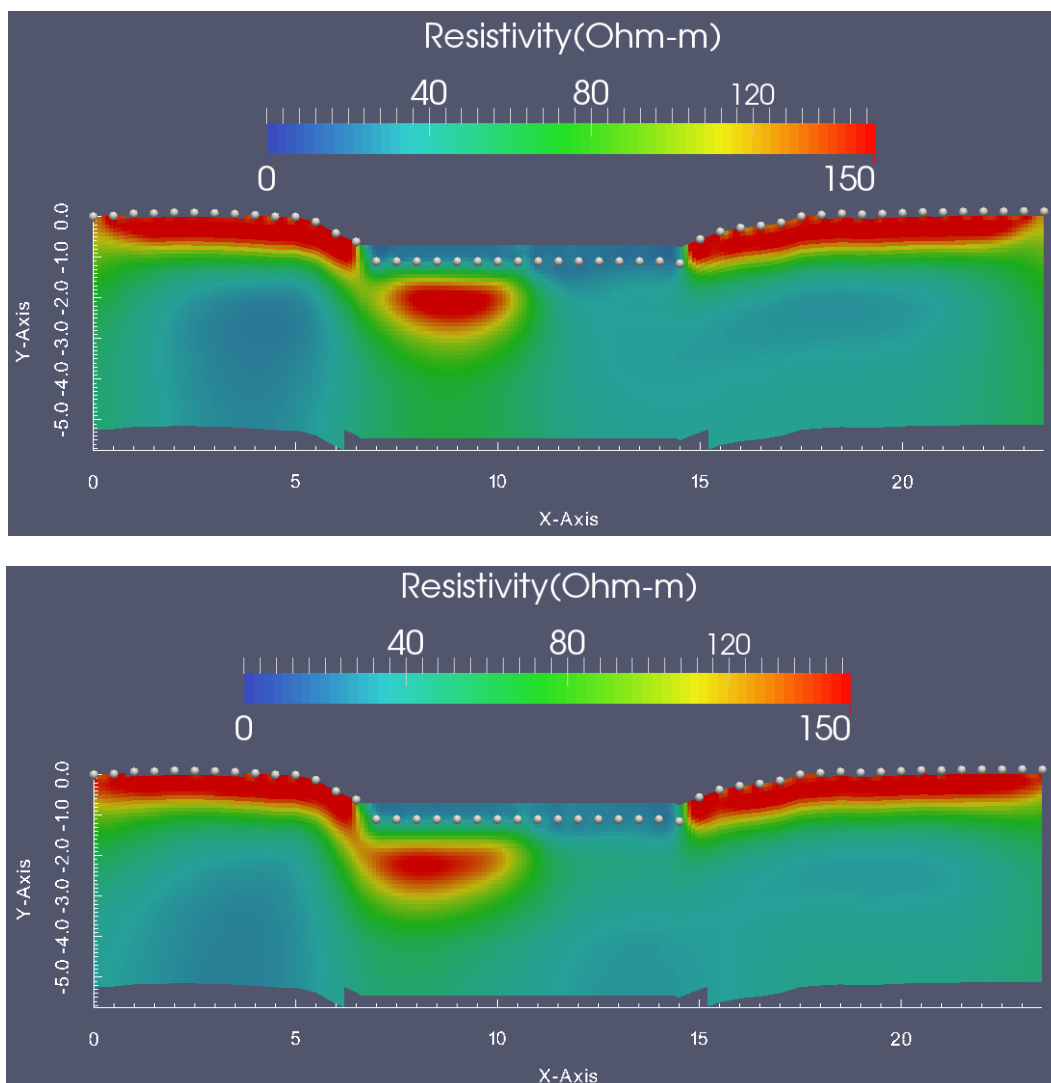


Figure 2-20 : Résultats obtenus après inversion avec le logiciel R2 pour le modèle hétérogène après avoir enlevé la zone de faible résistivité sous la rivière. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.

IV-CONCLUSIONS

Les différents tests réalisés avec les deux logiciels sur les modèles homogènes et hétérogènes et avec différentes contraintes de terrain ont montré qu'il était très important de prendre en compte les conditions aux limites réelles pour l'inversion des données.

L'utilisation d'un modèle homogène, puis hétérogène comme modèle de référence, démontre qu'en fonction de la prise en compte d'une topographie et/ou d'une tranche d'eau, on modifie assez fortement les valeurs de résistivité apparente calculées. Ainsi, l'inversion des données montre un certain nombre de zones de résistivités plus ou moins grandes qui ne sont pas présentes dans le modèle théorique mais l'erreur reste faible, car de l'ordre de quelques Ωm seulement dans le cadre du modèle de référence. Ceci reste vrai lorsqu'une tranche d'eau est prise en compte.

Les modélisations faites avec le logiciel R2 indiquent que la prise en compte de la topographie modifie grandement les valeurs de résistivité mesurées, et peut conduire à la formation d'artefacts au niveau des berges, où des blocs de résistivités assez fortes apparaissent. Ces données sont visibles à la fois en utilisant une configuration Dipôle et une configuration Wenner. Ce problème semble être lié à la position de certains dipôles d'électrodes de courant ou de potentiel lorsque le dénivelé est assez fort ou encore lorsqu'une ou plusieurs électrodes se trouvent sous l'eau. Les mesures réalisées sur ce type de profil pourront donc présenter ce type d'artefact qui n'est pas dû à la lithologie ou à la qualité des mesures mais plutôt aux conditions aux limites.

L'utilisation du modèle hétérogène a permis de confirmer le comportement des logiciels d'inversion en présence de certaines conditions. Ainsi, le logiciel Res2dmod associé au logiciel d'inversion Res2dInv donne des résultats très cohérents avec le modèle théorique quelle que soit la configuration utilisée. Selon la précision que l'on souhaite avoir sur la disposition et la résolution quantitative des différentes zones, on privilégiera l'une ou l'autre des configurations. Les résultats démontrent bien que le dispositif Dipôle est plus précis pour déterminer des variations latérales de faciès, tandis que la configuration Wenner permet de mieux visualiser les limites des couches en profondeur.

Le dernier test effectué sur la sensibilité de la zone sous la rivière a permis de montrer que la présence d'une tranche d'eau provoque l'apparition sous la rivière d'une zone de faible résistivité apparente de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur à cause du volume investigué pour les mesures, comprenant à la fois le sous-sol et la tranche d'eau. Il faudra donc rester prudent avec les mesures effectuées sous la rivière.

Les tests effectués ont permis de démontrer que globalement le logiciel Res2dInv donne un résultat plus stable et mieux défini que R2. En revanche, certaines options de modélisation sont relativement limitées, comme la possibilité de découper le modèle selon des tailles de blocs autres que celles proposées par défaut, ainsi que les options d'inversion. Pour les modèles théoriques présentés, le calcul direct est plus performant et plus souple avec R2 qu'avec Res2dmod. Les principales différences se font sur la gestion des conditions aux limites utilisées, et la possibilité de faire du time-lapse. Bien que Res2dInv permette d'inverser des données en prenant en compte une tranche d'eau, seules les bornes de cette dernière et la résistivité de l'eau sont prises en compte. De plus, la gestion de cette tranche d'eau, tout comme celle de la topographie, n'est pas décrite très en détails dans la documentation (Loke, 2013). Ceci est mieux géré dans R2 car on peut inclure directement la tranche d'eau dans les blocs du modèle d'inversion, et la traiter comme une zone invariante.

On ne peut donc pas conclure de façon sûre quant à l'utilisation préférentielle de l'un ou l'autre des logiciels pour inverser les données acquises sur le terrain dans ce travail de thèse. Du point de vue de l'interprétation des données, les profils obtenus sont similaires. Cependant, il semble que les inversions time-lapse avec une tranche d'eau et une topographie soient mieux appréhendées avec R2. On choisira donc par la suite d'utiliser l'un ou l'autre des logiciels selon la configuration étudiée.

C-TRAITEMENT DES DONNÉES

I-PROFILS DE RÉSISTIVITÉ APPARENTE

I.1-INTRODUCTION

La dernière partie de ce chapitre est consacrée à un exemple de traitement réalisé sur un profil ERT acquis sur le terrain. Les mesures de résistivités apparentes sont compilées dans un fichier qu'il est souvent difficile d'exploiter directement. En effet, de nombreux facteurs externes peuvent conduire à des erreurs sur les mesures effectuées sur le terrain : mauvais branchement de certains câbles, mauvais contacts entre les électrodes et le sol, débranchement d'une électrode durant l'acquisition, variations des conditions climatiques ou de la rivière... Tous ces facteurs peuvent produire des mesures plus ou moins bruitées, voire aberrantes et donc impacter la qualité globale du profil. Il est important que ces mesures soient identifiées et supprimées si besoin pour ne pas nuire à l'inversion des données. Il a été montré dans la partie précédente que même en présence de données issues d'un modèle homogène, l'inversion peut présenter certains artefacts. Les mesures non représentatives du terrain n'apportent rien à l'inversion et peuvent au contraire fausser les résultats. La démarche présentée ci-dessous a été construite et améliorée au fil des expérimentations afin d'avoir un protocole commun à tous les profils qui puisse être reproduit pour chaque série de mesures.

I.2-IMPORTATION DES PROFILS BRUTS

Le logiciel Prosys II est utilisé pour importer les données brutes dans un fichier de type binaire. Les données sont affichées dans un tableau et peuvent être visualisées telles quelles. Les valeurs d'injection, de potentiel, ainsi que les résistivités apparentes assimilées sont déjà calculées. Le logiciel permet également d'incorporer la topographie aux données brutes. Ce processus requiert de recalculer les résistivités apparentes. En effet, si l'on reprend la définition de la résistivité apparente (équation 1.10), on peut voir que celle-ci est dépendante du facteur géométrique k (équation 1.9), calculé à partir des distances entre les électrodes. Le fait d'avoir une topographie différente de celle proposée par défaut (électrodes sur un plan horizontal et équidistantes) modifie les facteurs de formation associés à chaque mesure, et donc les valeurs de résistivités apparentes.

I.3-TRAITEMENT DES DONNÉES DE RÉSISTIVITÉ APPARENTE

Une autre option du logiciel permet de réaliser un traitement des données au moyen d'une première série de filtres. Ces filtres permettent de mettre en évidence les mesures anormales, et donc de les retirer du fichier de données. On utilise les valeurs par défaut du logiciel selon une série de critères définis dans un fichier texte (Tableau 2-2).

Paramètre	Valeur	Remarque
<i>Vmin</i>	0,15001	Voltage minimal reçu (V)
<i>Vmax</i>	15001	Voltage maximal reçu (V)
<i>Imin</i>	0,5	Intensité minimale reçue (A)
<i>Imax</i>	99998	Intensité maximale reçue (A)
<i>Rhomin</i>	0,1	Résistivité minimale (Ωm)
<i>Rhmax</i>	20000	Résistivité maximale (Ωm)
<i>Devmax</i>	20	Déviations maximale

Tableau 2-2 : Tableau récapitulatif des paramètres retenus pour le filtre sur les données de résistivité apparente via le logiciel Prosys II.

Les quatre premiers paramètres correspondent à des seuils minimaux ou maximaux pour la mesure du courant injecté et du potentiel mesuré afin que la mesure soit considérée comme fiable. Souvent, une valeur de

potentiel trop faible résulte d'un mauvais contact entre l'électrode et le sol, alors qu'une valeur trop élevée peut être synonyme d'un mauvais branchement ou d'une anomalie dans le dispositif. Il en est de même pour les résistivités minimales et maximales autorisées : une valeur trop faible, tout comme une valeur supérieure à $2 \times 10^4 \Omega m$, ne peuvent pas être mesurées de façon fiable par les appareils. Enfin, la déviation est calculée sur la base de plusieurs mesures réalisées à la suite par l'appareil de mesure. En général, on réalise entre 3 et 6 mesures. Ceci permet de voir si la mesure effectuée est stable. Une valeur de déviation trop élevée est donc un indicateur d'une mesure peu fiable.

Dans un premier temps, cette série de filtres permet de se débarrasser de la plupart des mesures aberrantes, liées pour la plupart à un problème sur le dispositif de mesures. Si l'on prend l'exemple d'un jeu de données réalisé sur le terrain, ce filtre peut retirer jusqu'à 20% des valeurs mesurées.

Dans un second temps, il est possible de visualiser directement les valeurs de résistivités apparentes selon les niveaux de mesures, correspondant à l'espacement entre les électrodes (Figure 2-21). Sur le profil du haut, les valeurs sur les différents niveaux ne semblent pas présenter de mesure aberrante, car les points effectués sur un même niveau sont relativement groupés. En revanche, sur le profil du bas, comportant un nombre plus important de mesures, on peut voir que sur les premiers niveaux, comportant le plus grand nombre de mesures (car réalisés avec les espacements entre les électrodes les plus faibles), certains points ont une valeur de résistivité apparente anormalement faible ou élevée, en dehors du reste des données. Les mesures de résistivité électrique prennent en compte un certain volume de sol : on considère donc qu'il ne peut pas exister de variation importante sur un même niveau d'une mesure à l'autre. Ces points peuvent alors être sélectionnés manuellement et retirés du fichier. Ce type de contrôle visuel permet de valider ou non certains points dont les valeurs sortent de la moyenne des autres points. En fonction de l'expérience réalisée et des données de terrain, on peut choisir ou non de les considérer comme aberrants.

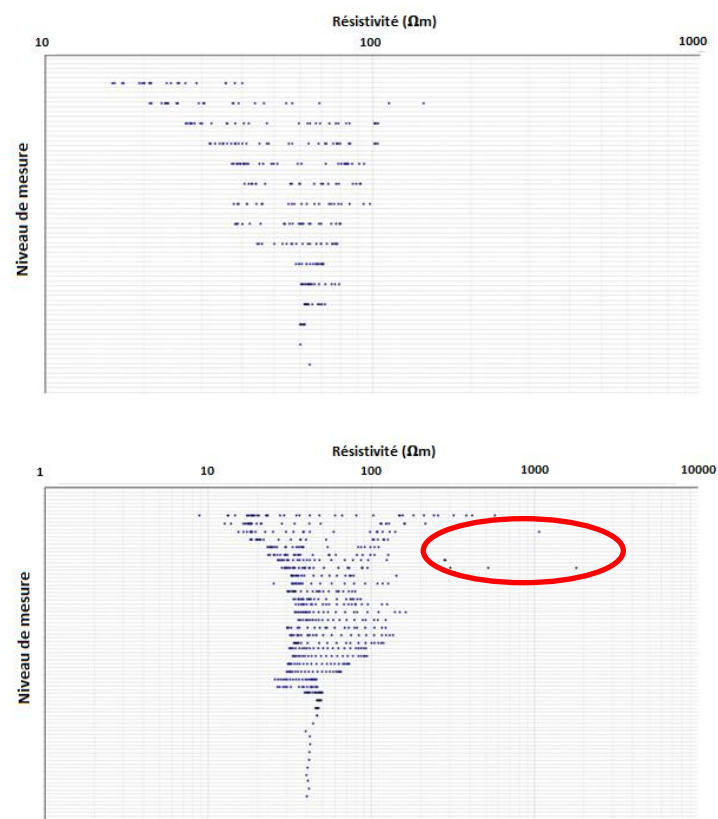


Figure 2-21 : Exemple de la répartition des mesures de résistivité apparente sur une échelle logarithmique en fonction de la profondeur pour deux profils réalisés sur le terrain. Le profil du haut correspond à un profil en configuration Wenner, et le profil du bas correspond à un profil en configuration Dipôle.

II.1-EXPORTATION

Les fichiers peuvent être exportés directement au format Res2dInv pour être inversés. Si l'on souhaite utiliser un autre logiciel d'inversion, comme R2, il est nécessaire de sauver le fichier dans un format .dat puis les colonnes doivent être arrangées dans un ordre différent. Au besoin, il faudra également exporter les données relatives aux électrodes via le logiciel Electre Pro, et inclure certaines données au sein du fichier. Il est donc nécessaire de modifier et d'assembler les différentes colonnes contenant les informations utiles, voire recalculer certains paramètres grâce à un post-traitement sous Matlab. De plus, pour réaliser des fichiers time-lapse, les profils doivent être assemblés, en prenant garde de conserver le même nombre de données d'un profil à l'autre. Tous ces traitements requièrent un certain temps car il faut appréhender l'ensemble des données, les visualiser, voire les inverser une première fois de façon brute avant de les traiter.

II.2-TRAITEMENTS POST-INVERSION

Selon les logiciels, il est parfois possible de visualiser directement les profils inversés, comme avec Res2dInv, ce qui n'est pas le cas avec R2. En revanche pour avoir une meilleure visualisation des données, et faire éventuellement de nouveaux traitements, on peut exporter ces données sous des formats facilement lisibles sous d'autres logiciels de visualisation comme Paraview ou Surfer. Pour comparer les différents profils en time-lapse, on peut par exemple calculer les différences d'un profil à l'autre avant de les visualiser. Selon les résultats et les traitements souhaités, on utilisera l'un ou l'autre des logiciels à disposition pour garder une certaine liberté dans la visualisation.

Cette démarche de traitement et de visualisation est une étape essentielle du processus d'interprétation des données. La partie B, consacrée à la modélisation, a déjà démontré l'importance de prendre en compte toutes les données à disposition, et de limiter les valeurs aberrantes dans un jeu de données. Le choix des paramètres d'inversion et du type de visualisation qui pourra varier selon les configurations étudiées sera précisé à chaque fois. Pour les inversions et dans la mesure du possible, les paramètres seront conservés d'un profil à l'autre et d'une expérience à l'autre pour faciliter la comparaison.

CHAPITRE 3 : CARACTÉRISATION DU BASSIN VERSANT DE L'ESSONNE

A-CONTEXTE DE L'ÉTUDE

I-RAPPEL DES CARACTÉRISTIQUES DU SITE RECHERCHÉ

I.1-INTRODUCTION

Le choix de la zone d'étude s'est porté sur la rivière Essonne. Située au Sud de la région Île-de-France, cette rivière s'écoule à la fois sur le département du Loiret, de la Seine et Marne et de l'Essonne. Facilement accessible depuis le laboratoire, ce site présente l'avantage de répondre aux différents critères nécessaires à la mise en place d'un suivi sur le terrain :

- i. La présence d'une relation nappe-rivière claire ;
- ii. La possibilité d'accéder au fond du lit à pied, équipé de bottes de pêche ;
- iii. Une absence de vase dans le lit pour faciliter la mise en place des dispositifs de mesures ;
- iv. Un substratum suffisamment poreux et meuble pour autoriser l'insertion de piézomètres ;
- v. Un tronçon de rivière si possible sous l'influence directe d'un ouvrage hydraulique afin d'étudier son impact sur la zone hyporhéique ;
- vi. Posséder des droits d'accès pour effectuer des mesures ponctuelles et installer des dispositifs pérennes.

Plusieurs campagnes préalables ont montré qu'une partie du lit de la rivière était souvent comblée par de la vase, sur une épaisseur pouvant dépasser 1 mètre. Les zones où le lit était suffisamment dégagé et accessible ont été répertoriées, et ont permis de choisir une zone pour l'installation du matériel.

I.2-RIVIÈRE ESSONNE, GÉNÉRALITÉS

La rivière Essonne prend sa source au Nord du plateau de Beauce, à la confluence entre deux cours d'eau plus réduits, l'Œuf et la Rimarde. Elle s'écoule ensuite sur 97 km du Sud au Nord jusqu'à son exutoire où elle se jette dans la Seine à Corbeil-Essonnes (Figure 3-1). Elle possède un affluent principal, la Juine, qui la rejoint au niveau de la ville de Ballancourt-sur-Essonnes. Son lit a très souvent été modifié et détourné par des biefs et des canaux, et se trouve très régulièrement dédoublé tout au long de son cours. De nombreux barrages et vannes régulent également son débit depuis l'amont vers l'aval, la classant ainsi comme un cours d'eau très anthropisé.

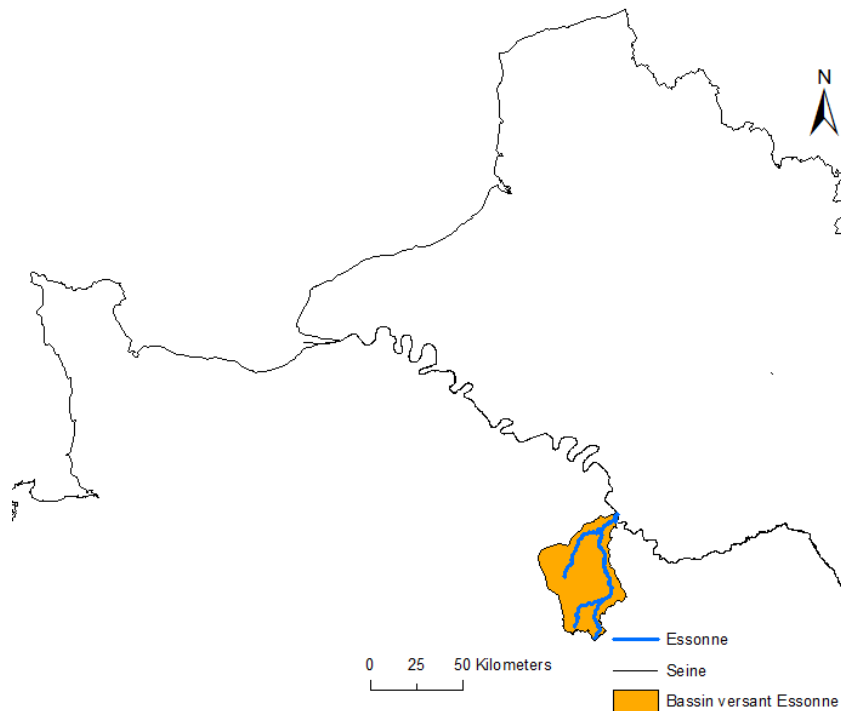


Figure 3-1 : Localisation du Bassin-versant de l'Essonne.

II-ENJEUX ENVIRONNEMENTAUX SUR LA RIVIÈRE ESSONNE

II.1-CONTEXTE EUROPÉEN ET NATIONAL

Depuis la création de la DCE (Directive Cadre Européenne sur l'Eau) en 2000, qui vise au maintien et à l'amélioration de l'environnement aquatique et s'inspire du modèle français de gestion des masses d'eau par bassin versant (soit une entité hydrogéologique), plusieurs objectifs ont été définis au niveau européen :

- i. Atteindre un bon état écologique et chimique de toutes les masses d'eau pour 2015 ;
- ii. Assurer la continuité écologique des cours d'eau ;
- iii. Protéger les environnements existants ;
- iv. Supprimer les rejets de substances dangereuses et réduire les rejets de substances prioritaires comme certains métaux, pesticides, solvants ...

En France, la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques du 30 décembre 2006 (LEMA) reprend ces principales directives à l'échelle nationale. Au niveau de la rivière Essonne, de précédentes campagnes de terrain réalisées par divers organismes ont permis de montrer que l'anthropisation intensive de ce cours d'eau avait produit une dégradation progressive de la continuité écologique et de la richesse de la biodiversité naturelle du milieu. C'est pourquoi le Syndicat Intercommunal d'Aménagement des Réseaux et des Cours d'Eau de l'Essonne (SIARCE) essaye peu à peu de reprendre ces directives pour les appliquer à ce cours d'eau.

II.2-EXPÉRIENCES SUR UN SITE-TEST

De 2011 à 2013, une étude globale a été menée afin de faire un bilan de la faisabilité d'une expérience de suivi long terme d'abaissement d'un barrage situé dans la partie centrale du bassin versant. Il a été démontré par le SIARCE en 2013 que d'une part, ce barrage freinait la dynamique du cours d'eau, provoquant un envasement

du lit et que d'autre part, il constituait un obstacle à la continuité écologique, empêchant les espèces piscicoles de circuler librement d'amont en aval (Figure 3-2). De plus, l'impact de ce type de construction a déjà été étudié (Cardenas, 2010) comme ayant un impact notable sur l'extension et la qualité de la zone hyporhéique. Un état initial complet a été effectué par le SIARCE durant l'année 2014-2015 (SIARCE, 2015).



Figure 3-2 : Illustration de l'envasement du lit de l'Essonne suite à la régulation du débit par un barrage (photographie prise en 2013 par le SIARCE).

La zone étudiée se situe à environ un kilomètre en amont du barrage. Elle est donc directement impactée par cette expérience à long terme et va permettre d'étudier son effet sur la zone hyporhéique, en plus des expériences ponctuelles qui seront également menées. Un test d'abaissement longue durée des clapets du barrage a été lancé en février 2016 et a été suivi sur le site choisi pour cette étude. Grâce à la collaboration entamée avec le SIARCE pour ce travail de thèse, une projection des mesures et des résultats effectués à l'échelle de la zone hyporhéique pourra être effectuée par rapport au fonctionnement écologique de la portion de l'Essonne étudiée. Cette collaboration était basée sur un échange de moyens techniques et scientifiques, ainsi que la mise en commun des données sur les expériences menées.

D'autres zones ont aussi été investiguées sur le bassin versant, comme le marais de Jarcy, situé à environ un kilomètre en aval de l'île Ambart (site d'étude), ainsi que certaines anciennes cressonnières situées dans le fond de la vallée (cf. Figure 3-6 : Carte géologique du bassin versant de l'Essonne.).

II.3-TEST D'ABAISSEMENT LONGUE DURÉE DU BARRAGE DU MOULIN DE LA GRANDE ROUE

Le test réalisé à partir de février 2016 sur le bief du Moulin de la Grande Roue a permis de suivre sur plus d'une année l'effet produit par un abaissement des clapets automatiques qui régulent habituellement le débit de la rivière (Figure 3-3).



La Grande Roue - vue en amont de la passerelle - octobre 2014



La Grande Roue - vue en amont de la passerelle - décembre 2014 - après abaissement des ouvrages

Figure 3-3 : Vue de l'ouvrage du Moulin de la Grande Roue avant et après abaissement des clapets automatiques (Photographies fournies par le SIARCE).

La plupart du temps, les clapets situés sous la passerelle du moulin sont relevés afin de conserver une hauteur d'eau suffisante dans la partie amont de cette portion de la rivière et donc retenir l'écoulement. En février 2016, ces clapets ont été abaissés, provoquant une baisse générale du niveau d'eau en amont de l'ouvrage d'une quinzaine à une vingtaine de centimètres par rapport au niveau d'eau antérieur. On a pu suivre sur l'année 2016 la différence de la cote de la rivière avant et après abaissement des clapets (Figure 3-4).

Sur les deux années précédant l'ouverture des clapets, le niveau de l'Essonne au niveau du Moulin est maintenu tout au long de l'année à une cote proche de 57,8 m, hormis quelques brusques variations dues à la manipulation des clapets. On notera au mois de mai 2015 un premier essai d'abaissement des clapets sur une semaine, représentant l'une des deux expériences principales effectuées dans le cadre de cette thèse sur l'interaction nappe-rivière et qui sera présentée en détails dans les chapitres suivants. En dehors de ces variations artificielles, le niveau d'eau est très contrôlé et varie très peu tout au long de l'année. Il est impossible de déterminer une période de hautes ou de basses eaux et la rivière ne présente aucune modification de son écoulement lors d'une crue ou d'une sécheresse. Sur le second graphique, après l'abaissement des clapets début février 2016, le niveau moyen de l'Essonne diminue aussitôt d'une quinzaine de centimètres. Puis on observe sur les mois qui suivent des variations naturelles de la hauteur d'eau suivant les événements pluvieux. Entre la fin du mois de mai et le début du mois de juin 2016, une crue d'importance centennale se produit après de forts épisodes pluvieux dans les jours qui précèdent. Le niveau moyen de l'Essonne atteint des records dans plusieurs stations de mesure sur le bassin et de nombreuses communes situées le long du cours d'eau sont inondées.

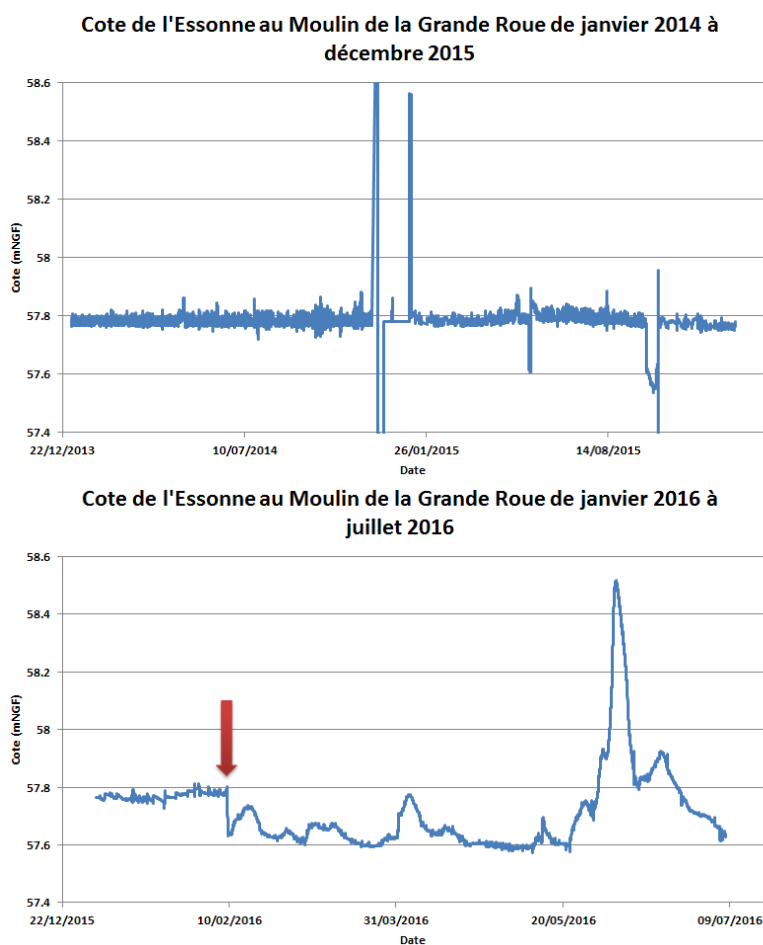


Figure 3-4 : Évolution de la cote de l'Essonne avant et après l'ouverture des clapets du Moulin de la Grande Roue (données fournies par le SIARCE). La date d'abaissement des clapets est indiquée par une flèche.

Après l'abaissement de l'ouvrage, le niveau d'eau est inférieur au niveau maintenu artificiellement et retrouve une variation naturelle. La poursuite du test d'abaissement est actuellement encore en cours afin de déterminer les effets à plus long terme de la suppression éventuelle de cet ouvrage. De plus, une éventuelle modification de la répartition et de l'extension des zones humides de types marais et cressonnières, nombreux dans la région, doit être envisagée et étudiée. L'impact sur la biodiversité et l'écologie de la portion de l'Essonne concernée par ce test nécessite d'être suivi sur une échelle de temps plus longue. Enfin, l'étude des variations naturelles de la rivière en l'absence d'un phénomène de crue exceptionnelle doit aussi être effectuée.

III-POURQUOI S'INTÉRESSER À L'ENSEMBLE DU BASSIN VERSANT ?

III.1-DONNÉES DISPONIBLES

L'étude de la zone hyporhéique se fait normalement à une échelle spatiale assez petite, sur un tronçon de rivière de quelques mètres, et sur une faible profondeur, avoisinant 1 à 2 mètres au maximum. Ce type d'étude n'est donc théoriquement pas en relation directe avec la dynamique globale du cours d'eau à l'échelle du bassin versant. Cependant, afin de caractériser les différents pôles d'eaux entre l'eau de nappe et l'eau de rivière, il est nécessaire de connaître le fonctionnement et l'interaction des masses d'eaux à l'échelle du bassin versant. Pour cela, il est nécessaire de connaître la géochimie des eaux souterraines du bassin versant, ainsi que l'origine de la minéralisation des eaux de surface. Or, le bassin versant de l'Essonne n'est pas particulièrement suivi ni inclus dans des projets de recherche actuels, et il n'existe donc pas de base de

données unique regroupant les caractéristiques des eaux de surface et des eaux souterraines. Il était donc nécessaire de commencer cette étude en rassemblant les données à disposition et en complétant la base de données afin de pouvoir caractériser au mieux les eaux de ce bassin. Cette partie de la thèse sera donc consacrée à une compilation des informations à disposition sur l'Essonne et à une présentation des mesures effectuées durant ces trois années. Ces dernières serviront de point de départ pour un suivi et une étude plus poussée des relations nappe-rivière à plus grande échelle dans le cadre de futurs projets.

III.2-GÉOMORPHOLOGIE DE LA RIVIÈRE

Le profil en long de l'Essonne réalisé sur une dizaine de kilomètres de long entre Trousseau et Boutigny-sur-Essonne illustre l'importance des barrages sur la pente réelle de la rivière entre les ouvrages (Figure 3-5). La rivière présente quatre variations très nettes de sa cote à cause des différents ouvrages installés dans le secteur. Le lit de la rivière est lui aussi impacté par la présence des ouvrages, en particulier sur le secteur de Neuf, en amont et aval. Ainsi, même si l'on peut estimer une pente moyenne de la rivière sur des tronçons assez longs, cette moyenne ne peut pas rendre compte des variations locales qui tendent à provoquer une chute importante de la cote de la surface de l'eau. Entre les ouvrages, la pente de la rivière est donc bien plus faible que la moyenne obtenue sur l'ensemble du secteur. Ceci a pour conséquence de ralentir les écoulements entre deux barrages, et donc de favoriser l'envasement du lit comme cela a été constaté par le SIARCE.

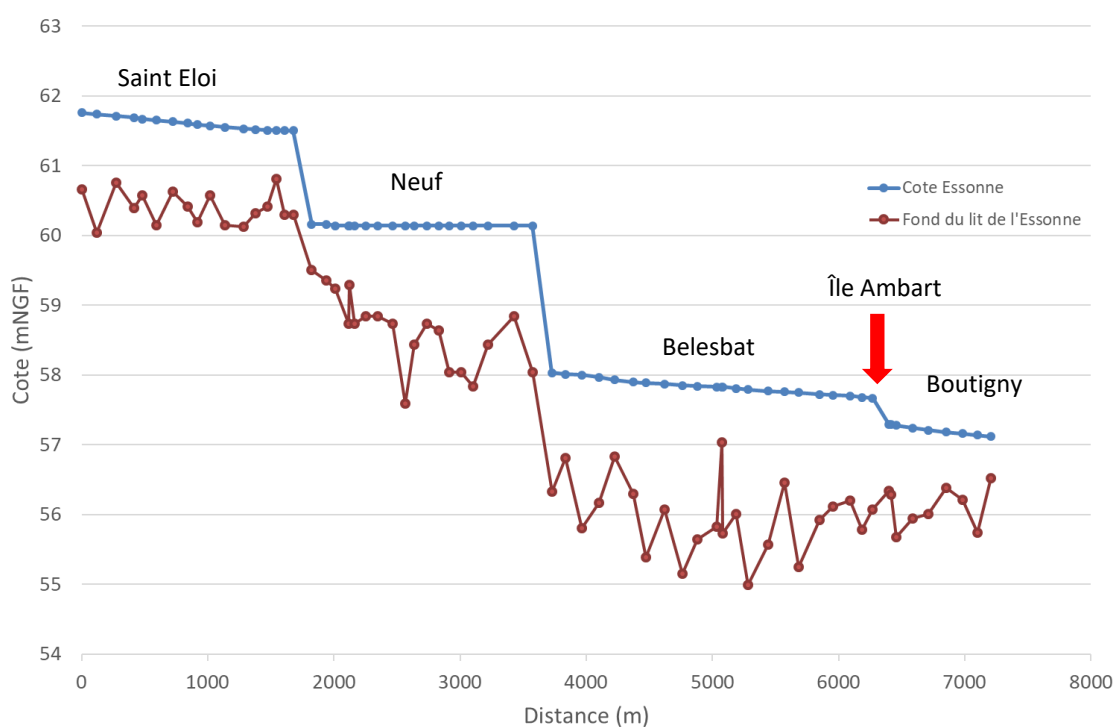


Figure 3-5 : Profil en long de l'Essonne réalisé par le SIARCE. En bleu sont représentées les cotes de la rivière entre Trousseau et Boutigny-sur-Essonne. En marron est représenté le fond du lit de la rivière.

III.3-CALCUL DES PENTES MOYENNES DE LA RIVIÈRE

L'un des facteurs nécessaires à la compréhension des échanges d'eau est la pente moyenne de la rivière sur les différents tronçons. La pente du lit peut être estimée entre les différentes stations présentes sur le cours d'eau, grâce à la cote de chaque échelle limnimétrique. De même, une cote de la rivière prise le même jour à différents endroits peut donner une indication sur la pente de la rivière (Tableau 3-1).

		01/01/2009	01/01/2010	01/01/2017
	Pente du lit de la rivière calculée à partir de la cote de l'échelle limnimétrique (%)	Pente de la rivière calculée à partir des chroniques (%)		
<i>Ceuf-Boulancourt</i>	0,11	0,11	0,11	-
<i>Boulancourt-Guigneville</i>	0,06	0,06	0,06	0,06
<i>Guigneville-Ballancourt</i>	0,06	0,07	0,07	0,07
<i>Méréville-Ballancourt</i>	0,08	0,08	0,09	-

Tableau 3-1 : Pentas du lit de la rivière calculées à partir de la cote de l'échelle limnimétrique et pentes de la rivière à différentes périodes (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>).

Les pentes du lit de rivière et les pentes de la rivière elle-même sont identiques, en l'absence d'un évènement de crue ou d'étéage. Ces valeurs sont toutes comprises entre 0,5 et 1 pour mille et restent constantes entre 2009 et 2017. La pente de l'Essonne semble nettement plus élevée dans la partie amont du bassin, au niveau des deux affluents, puis elle s'affaiblit et reste stable tout au long du reste du trajet.

Les calculs des pentes moyennes pour la rivière ont été ici réalisés en supposant qu'elle n'était pas anthropisée. Or, les nombreux ouvrages qui modifient de façon artificielle l'écoulement du cours d'eau ont un impact certain sur cette pente, qui n'est donnée qu'à titre indicatif. Il est clair que la géomorphologie du cours d'eau, que l'on peut voir sur la Figure 3-5, devra être prise en compte, car elle modifie grandement les vitesses d'écoulement des eaux de surface, tout comme les interactions possibles entre la rivière et la nappe, en particulier au niveau des ouvrages et entre les ouvrages, où les régimes d'écoulement sont très différents.

B-GÉOLOGIE/HYDROGÉOLOGIE

I-FORMATIONS GÉOLOGIQUES PRÉSENTES SUR LE BASSIN VERSANT

I.1-GÉOLOGIE

Le bassin versant de l'Essonne est situé au cœur du Bassin Parisien. La rivière Essonne a incisé d'amont en aval différentes couches géologiques depuis le plateau de Beauce calcaire jusqu'aux formations plus imperméables situées en aval comme le Bartonien (Figure 3-6). Une carte géologique a été réalisée numériquement à partir des cartes au 1/50000 du BRGM des zones de : Corbeil (219), Dourdan (256), Étampes (257), Méréville (292), Malesherbes (293), Neuville-aux-bois (327), Pithiviers (328), Château-Landon (329), Orléans (363) et Bellegarde (364).

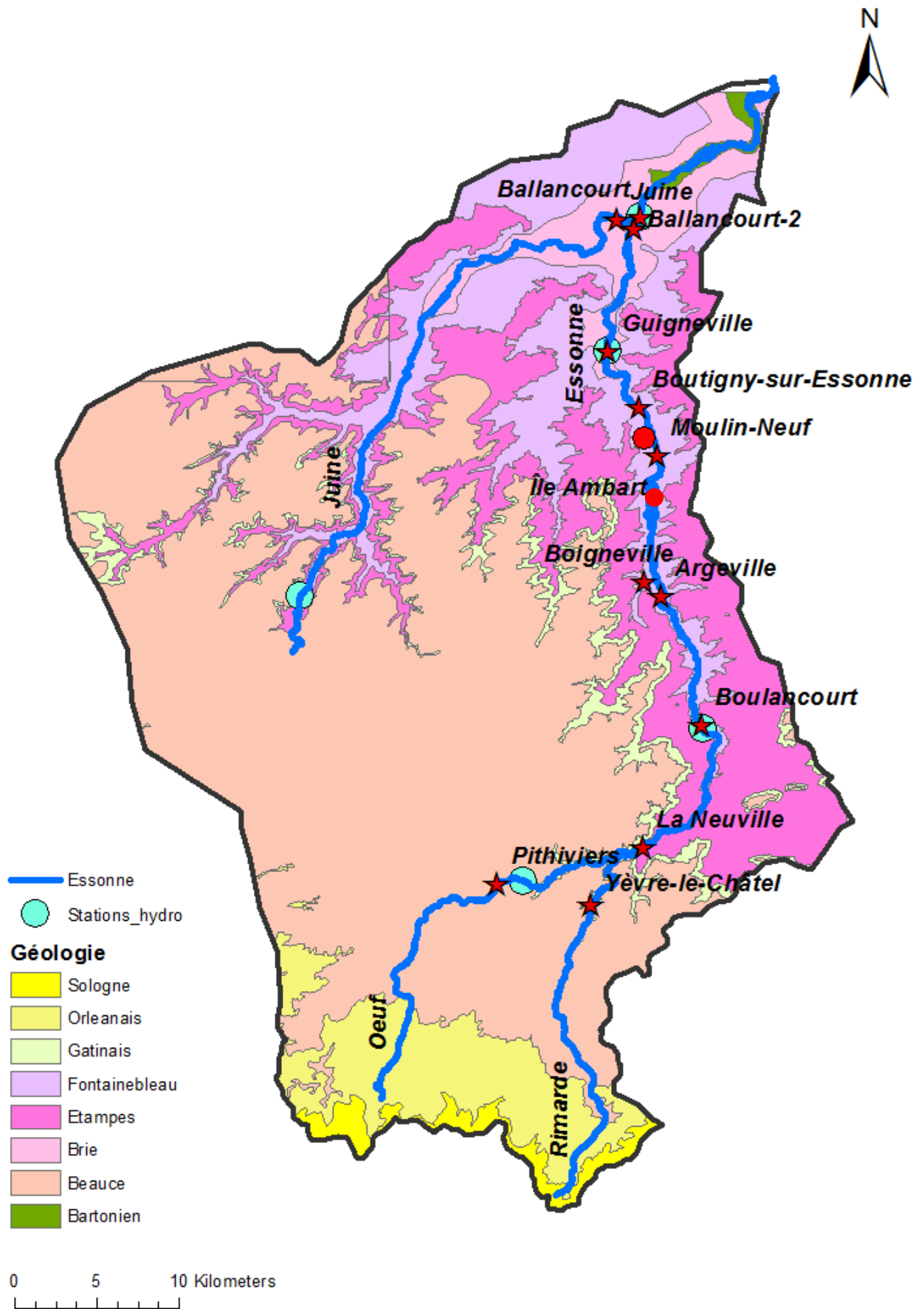


Figure 3-6 : Carte géologique du bassin versant de l'Essonne.

Les informations sur chacune des formations géologiques présentes à l'affleurement ont été compilées (Figure 3-7).

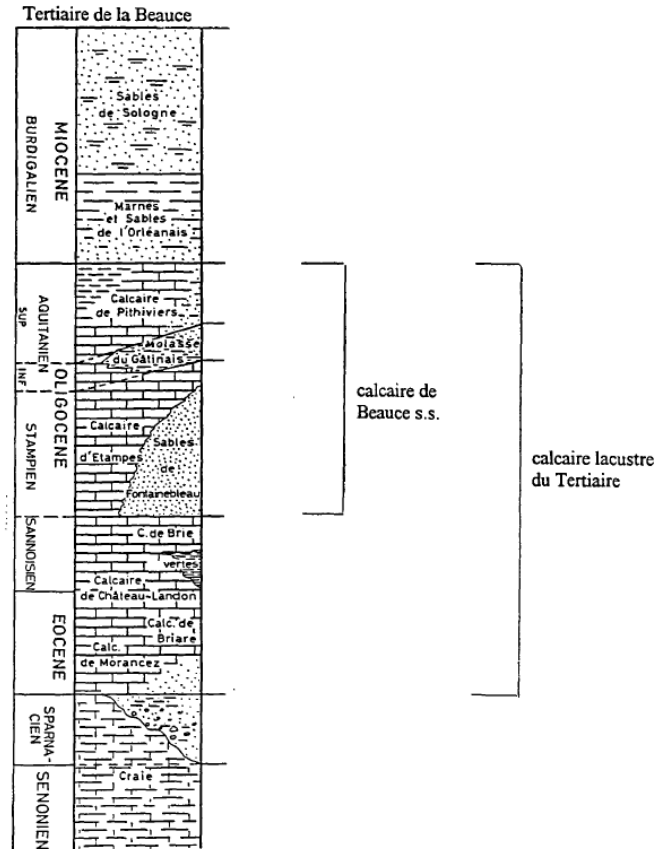


Figure 3-7 : Log lithostratigraphique du système aquifère de la Beauce, représentant les différents faciès et leurs noms. D'après les données du BRGM (BRGM, 1994).

De la formation la plus récente à la plus ancienne, on retrouve la succession lithologique suivante :

Sologne et Orléanais : Cette formation du Burdigalien inférieur (20,4 Ma) est formée de matériaux détritiques, de type sableux et marneux. Le sable est constitué de grains grossiers, contenant du quartz et des feldspaths de couleur jaune clair, et ne contenant presque pas d'argiles. Trois autres faciès plus imperméables sont aussi présents : une argile plastique grise, verte ou bleue, une argile sableuse et une marne argileuse blanche. Les épaisseurs de cette formation sont variables, mais restent relativement faibles, de quelques mètres environ. On les retrouve dans la partie Sud du bassin, où les deux affluents de l'Essonne prennent leur source.

Beauce : Appelé calcaire de Beauce ou encore calcaire de Pithiviers, cette formation datée de l'Aquitaniensupérieur (20 Ma) constitue un aquifère important qui s'étend de façon régionale sur le plateau de Beauce. Au niveau du bassin de l'Essonne, toute la partie Ouest du bassin laisse cette formation affleurer sur le plateau composant le relief du bassin. C'est une succession de calcaires de différentes couleurs, allant du brun au rosé, voire gris ou blanc.

Gâtinais : D'âge Aquitaniensupérieur (23 Ma), la formation du Gâtinais est constituée par des molasses et sert de repère lithologique entre les formations calcaires du Stampien (28 Ma) et les formations calcaires de l'Aquitaniensupérieur (20 Ma) ou calcaire de Beauce. Cette molasse présente un faciès argileux jaune à brun,

légèrement sableux à sa base. Cette formation est imperméable là où le faciès est composé majoritairement d'argiles.

Étampes : La formation d'Étampes est composée d'un calcaire blanc lacustre daté du Stampien Supérieur (28 Ma), qui n'est distinguable du calcaire de Beauce que s'il est séparé par les molasses du Gâtinais. D'une épaisseur moyenne de 12 mètres, il repose directement sur les sables de Fontainebleau. De couleur beige, il peut contenir des fossiles et des zones plus marneuses. Dans certains faciès, on trouve des traces de meulière. Ce calcaire est notamment présent le long de la vallée de la Juine, ainsi qu'à l'affleurement dans plusieurs vallées sèches du bassin versant.

Fontainebleau : La formation des sables de Fontainebleau est datée du Stampien (30 Ma) dans sa période marine. La totalité de la zone actuellement occupée par le bassin versant est alors recouverte par une mer peu profonde. Sa puissance moyenne atteint 50 mètres selon différents sondages. La principale caractéristique de ce sable est son grain fin, qui peut être associé de façon locale à des zones plus calcaires ou marneuses, le tout d'une couleur beige ou jaunâtre.

Brie : Le calcaire de Brie affleure uniquement dans la partie aval de la vallée de l'Essonne. Daté du Stampien inférieur nommé aussi "Sannoisien" (33 Ma), il est constitué par une épaisseur d'environ 10 m de marnes calcaires blanches, et de calcaires blancs pouvant être meulièrement dans leur partie supérieure. À la base et au sommet de cette couche peuvent parfois se retrouver de petits niveaux d'argiles ou de marnes.

Bartonien : Cette série datée entre le Ludien et le Marinésien (38 Ma) est composée des marnes bleues d'Argenteuil et des marnes blanches de Pantin, ou encore des argiles vertes ; on les relie souvent au calcaire de Champigny sous-jacent. Les marnes sont de couleurs différentes et peuvent être plus ou moins épaisses. Elles affleurent dans la partie aval de la vallée juste au-dessus du calcaire de Champigny. Ce faciès peut être composé soit de calcaires purs, soit de marnes selon leur emplacement. Ici, le faciès majoritairement marneux constitue le substratum pour l'aquifère de Beauce.

La rivière Essonne est issue directement d'apports provenant de la nappe de Beauce située au niveau du plateau de Beauce au Sud de la zone d'étude. Comme indiqué précédemment, la rivière Essonne débute à la confluence de deux autres cours d'eau, l'Œuf et la Rimarde, situés sur le plateau de Beauce qui est caractérisé par des formations calcaires. L'Essonne passe ensuite d'un substratum calcaire à un substratum siliceux, la formation des sables de Fontainebleau, qui contient elle aussi une nappe à échelle régionale. Au niveau de l'exutoire du bassin, on retrouve la formation de Brie, elle aussi calcaire, avant de passer sur des formations plus imperméables, les marnes du Bartonien, qui forment le substratum des formations perméables du bassin versant.

I.2-FORMATIONS SUPERFICIELLES

Bien que non représentées sur la carte géologique, un certain nombre de formations superficielles présentent un intérêt sur la zone d'étude, car elles forment la plupart des faciès affleurant en fond de vallée. Au niveau de la tête de bassin dans la partie Sud et au niveau des vallées sèches, on retrouve des colluvions plutôt limoneuses sur les formations calcaires. En revanche, on trouve plutôt des alluvions modernes dans le fond des vallées. Elles sont constituées de sables grossiers et de graviers à stratification entrecroisée sur une épaisseur variable. On peut aussi retrouver des tourbes qui couvrent une partie des fonds de vallée, sur des extensions très variables et des épaisseurs pouvant atteindre 5 mètres. Elles se présentent sous la forme d'un matériau compact noir, très riche en matière organique plus ou moins dégradée, et sont situées souvent à faible profondeur. Bien que leur âge ne soit pas précisément connu, on sait toutefois qu'il n'y a plus de formation active de tourbe dans le bassin versant actuellement.

II.1-HYDROGÉOLOGIE GÉNÉRALE

La formation aquifère à l'échelle régionale est représentée par les formations du Stampien d'origine lacustre, aussi appelée nappe de Beauce. Elle est la principale alimentation en eau au niveau de la région, avec à la fois des captages industriels, des forages pour l'alimentation en eau et à but agricole. Cette nappe est libre dans toute sa partie Nord, et donc au niveau du bassin versant de l'Essonne, alors qu'elle est captive dans une grande partie de la région Sud. Dans la partie aval du bassin, la nappe est présente au niveau de la formation des sables de Fontainebleau. On notera un drainage important de cette nappe au niveau des vallées actives.

On considère l'aquifère de Beauce comme étant constitué par toutes les formations poreuses et perméables constituées par l'enchaînement du calcaire de Brie, des sables de Fontainebleau et du calcaire d'Etampes. Certains niveaux plus argileux qui existent au sein des formations ne sont pas considérés comme de réels substratums car ils ne retiennent que peu les niveaux d'eau et ne modifient pas la géométrie régionale de la nappe. L'Essonne draine très fortement la nappe de Beauce et l'écoulement se fait du Sud vers le Nord. Le long de son parcours, l'Essonne est rejointe par la Juine avant de se jeter dans la Seine. Le fond de vallée, comprenant les formations superficielles sableuses et tourbeuses, peut être considéré comme une nappe alluvionnaire superficielle mais en relation directe avec la nappe de Beauce. On peut noter également la présence d'anciennes cressonnières, par exemple au niveau du village de Cerny, qui sont alimentées par des forages de 8 m de profondeur (Figure 3-8).



Figure 3-8 : Exemple d'une cressonnière alimentée par un forage.

La notice de la carte géologique au 1/50000 de Pithiviers indique les valeurs de quelques paramètres hydrodynamiques, mesurés lors d'essais de pompages (Tableau 3-2).

	Valeur moyenne
Gradient hydraulique moyen de la nappe (au niveau des sables de Fontainebleau)	1 à 3 %
Transmissivité dans les calcaires	3×10^{-1} à 3×10^{-2} m ² /s
Transmissivité dans les sables	3×10^{-3} m ² /s
Transmissivité dans la partie captive (Nord de l'aquifère)	1 à 5×10^{-3} m ² /s

Tableau 3-2 : Récapitulatif de quelques valeurs de paramètres hydrodynamiques calculés lors d'essais par pompages indiqués dans la notice de la carte géologique au 1/50000 de Pithiviers.

Sur la rive gauche du bassin versant, la distribution des roches est visible le long des vallées. Une importante vallée secondaire, le sous-bassin versant de la Juine, se trouve sur cette rive gauche. On remarque que l'Essonne ne s'écoule pas au centre du bassin versant, mais plutôt dans sa partie Est. La rive droite est donc de taille assez réduite et l'on atteint rapidement les limites du bassin versant. La notice fait également mention de la présence d'un petit bassin versant sans exutoire, celui d'Aufferville. Certains forages profonds (Puisseaux Dimancheville, Bromeilles, Echilleuses) captent les eaux des formations calcaires de Champigny. Cette seconde nappe est captive sous les formations marneuses à la base du Stampien.

II.2-PIEZOMÉTRIE

Les données de la banque en ligne ADES (<http://www.ades.eaufrance.fr>) ont été compilées pour le bassin versant de l'Essonne. La Figure 3-9 montre un exemple d'évolution temporelle de la cote piézométrique de la nappe extraite de cette base de données, pour 4 piézomètres. La cote piézométrique de la nappe semble évoluer sur plusieurs décennies de façon cyclique, avec une alternance de périodes où la cote est plus haute ou plus basse de quelques mètres. Les variations saisonnières restent peu visibles à cette échelle, à l'exception de la station de Saint-Escobille. Si l'on s'intéresse seulement aux variations sur l'année précédente, on observe nettement chaque variation due aux épisodes pluvieux, ainsi que la variation saisonnière. La nappe se recharge entre septembre et mai, et se décharge entre juin et août. Chaque épisode pluvieux peut provoquer une réponse de la nappe plus ou moins importante.

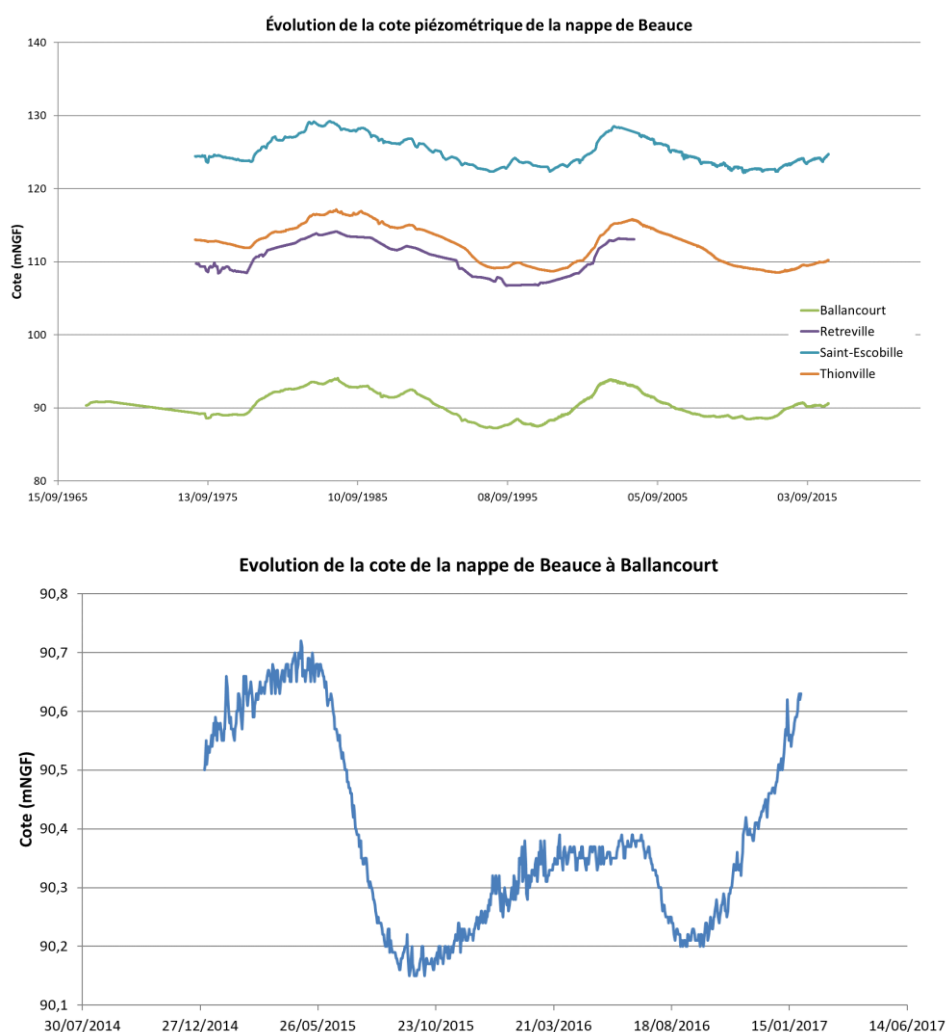


Figure 3-9 : Evolution de la cote piézométrique de la nappe de Beauce au cours des dernières décennies et variations plus récentes enregistrées à Ballancourt-sur-Essonne (source : banque de données en ligne ADES).

II.3-CARTE PIÉZOMÉTRIQUE DE LA NAPPE DE BEAUCE

Les données à disposition sur la nappe de Beauce au sein du bassin versant de l'Essonne sont très limitées du fait d'un nombre très réduit de piézomètres faisant l'objet d'un suivi régulier. C'est pourquoi dans le cadre de cette thèse il n'a pas été possible de réaliser une carte piézométrique récente. En revanche, deux rapports du BRGM datés respectivement de 1994 et 2002 font l'état de la piézométrie de la nappe de Beauce en hautes eaux et basses eaux, suite à des campagnes de mesures ponctuelles (Figure 3-10 et Figure 3-12). Cette nappe rassemble les formations calcaires de Brie et d'Etampes, ainsi que les sables de Fontainebleau. Une carte de la nappe de la craie, située en dessous du substratum de la nappe de Beauce (argiles du Bartonien) est également disponible (Figure 3-11).

Le bassin versant de l'Essonne se situe dans la partie Nord-Est de la formation aquifère de Beauce. Dans la partie centrale du plateau, on observe un plateau piézométrique, situé à la limite Sud-Ouest du bassin versant. Ce plateau se caractérise par un gradient moyen très faible, de 0,1 pour mille, ce qui indique une perméabilité assez forte. Au niveau de notre bassin d'étude, l'écoulement au sein de la nappe de Beauce se fait du Sud-Ouest au Nord-Est, avec des gradients variables d'amont en aval. La partie amont se caractérise par des gradients plus faibles et donc des isopièzes plus éloignées, alors qu'elles se rapprochent fortement dans la partie aval du bassin, entre Etampes et Malesherbes. La position des isopièzes par rapport à l'Essonne et la Juine indique clairement que c'est la nappe qui alimente les eaux de surface, et donc que l'Essonne et la Juine drainent fortement la nappe de Beauce. En particulier, dans la partie aval du bassin, le resserrement des lignes indique le passage d'une formation calcaire à la formation des sables de Fontainebleau, où la rivière draine fortement la nappe.

Dans la partie Nord-Est du bassin, on notera la présence d'une formation imperméable constituée par les argiles vertes du Bartonien et servant de substratum à la nappe de Beauce. La nappe sous-jacente, constituée par les calcaires de Champigny, présente un écoulement global du Sud-Ouest au Nord-Est. Le gradient est plus fort en amont et décroît peu à peu vers l'aval de la nappe. Les écoulements se font de façon parallèle à l'écoulement de l'Essonne, qui n'est donc pas alimentée par cette seconde nappe. Au vu des données piézométriques, seule la nappe superficielle constituée notamment par les formations d'Etampes et de Fontainebleau, alimente directement les cours d'eau du bassin versant. La série perméable située sous les argiles vertes du Bartonien est captive au moins dans la partie aval du bassin versant.

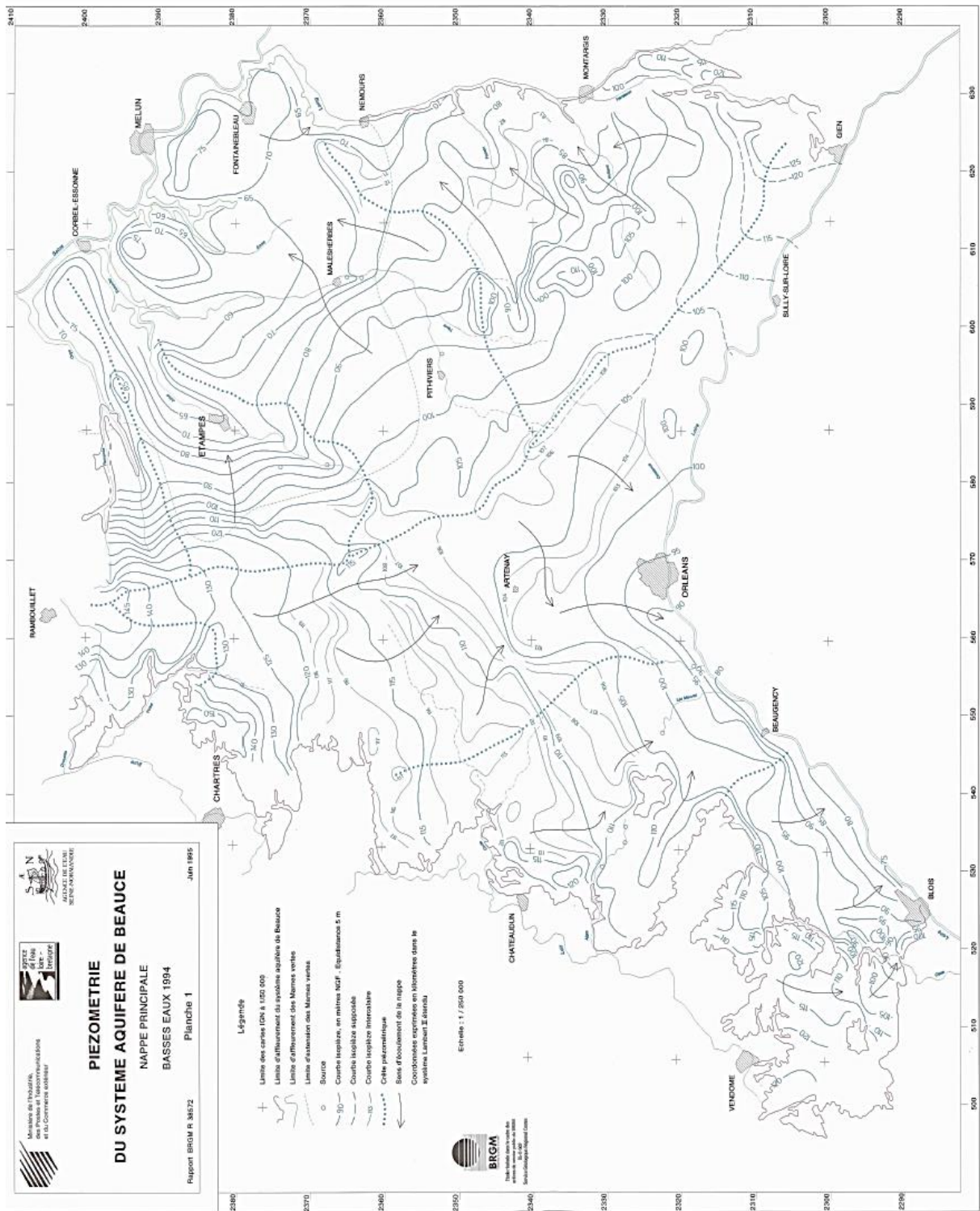


Figure 3-10 : Carte piézométrique de la nappe de Beauce en basses eaux, réalisée en 1994 (données BRGM, 1994).

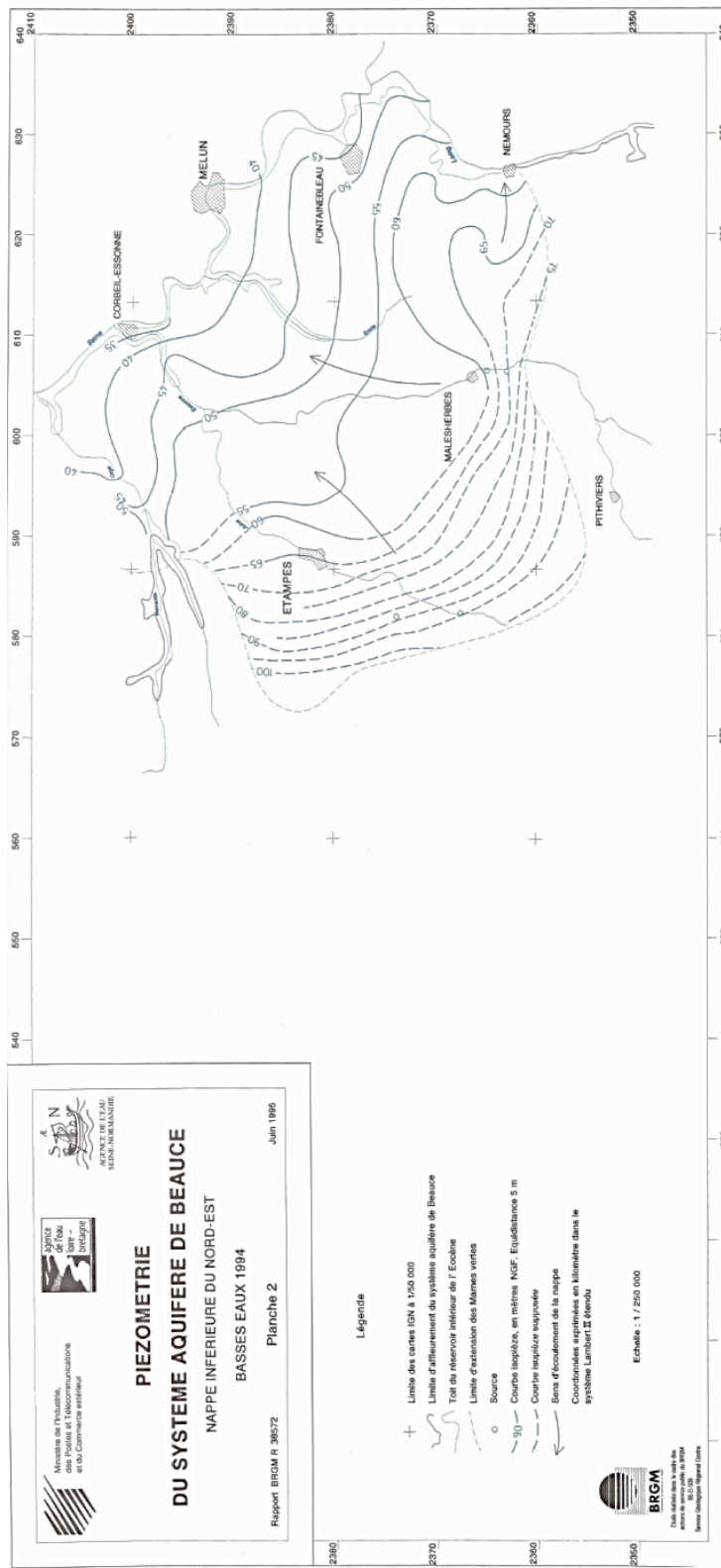


Figure 3-11 : Carte piézométrique de la craie, située sous la nappe de Beauce, réalisée en 1994 en période de basses eaux (données BRGM, 1994).

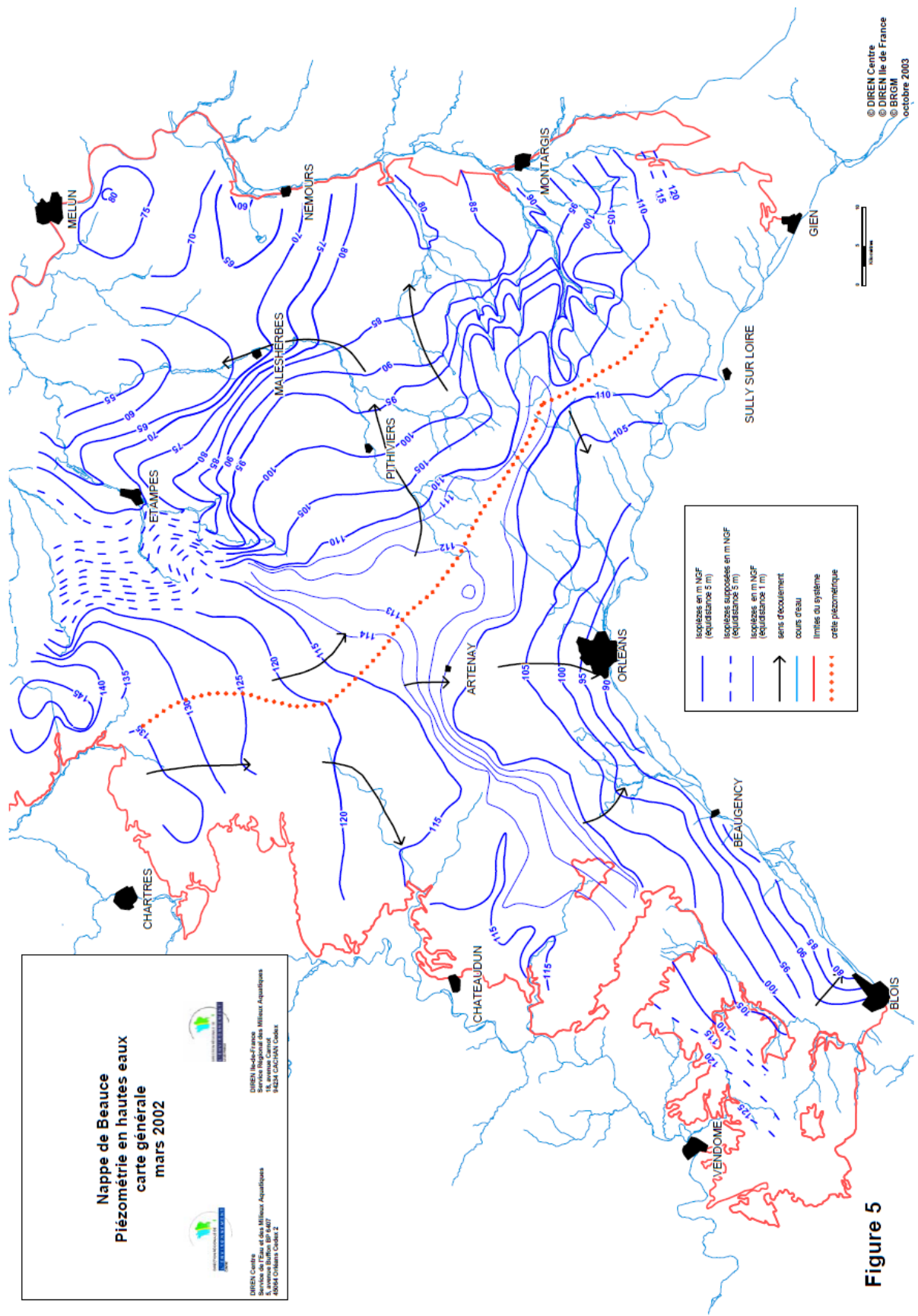


Figure 3-12 : Carte piézométrique de la nappe de Beauce en période de hautes eaux réalisée en 2002 (données BRGM, Verley, 2002).

À partir des différentes cartes piézométriques présentes dans les rapports du BRGM ainsi que des données de terrain, on peut estimer la pente moyenne de la nappe en différents endroits (Figure 3-13).

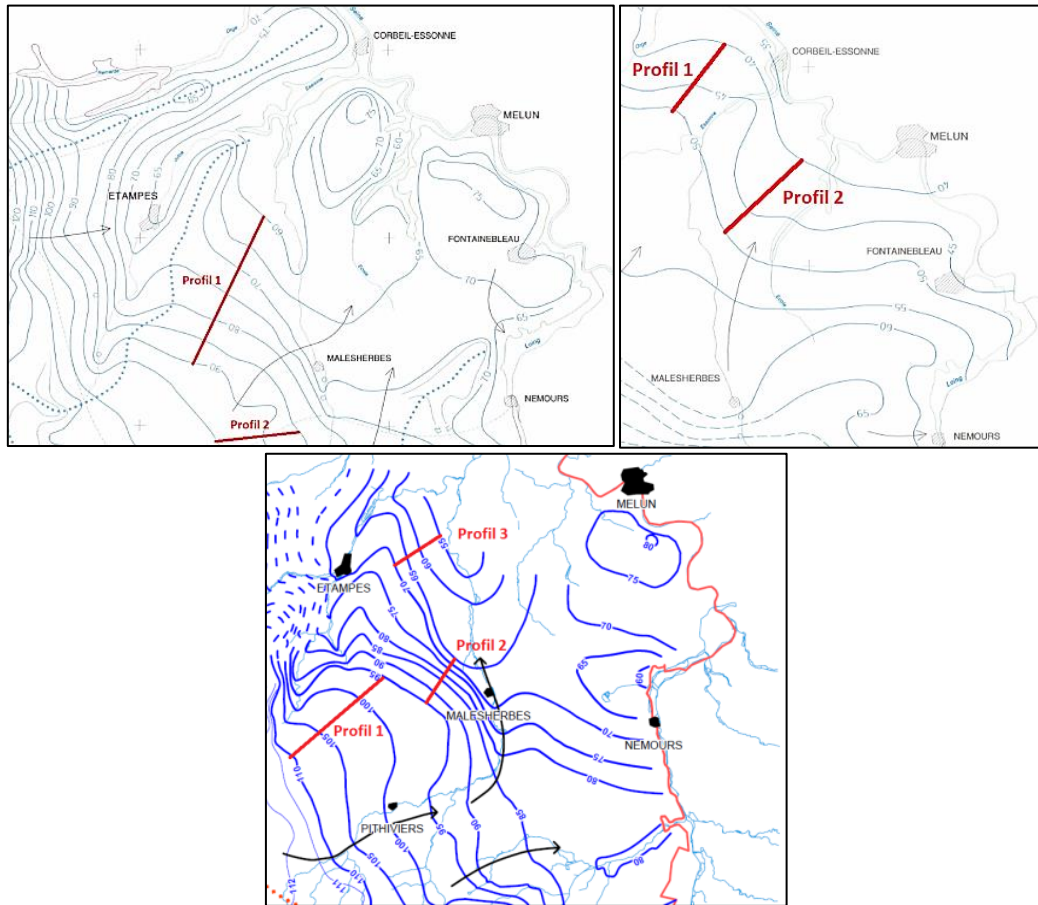


Figure 3-13 : Présentation des profils retenus pour mesurer les gradients hydrauliques de la nappe de Beauce sur les différentes cartes piézométriques. En haut les cartes de la Beauce et la craie de 1994 et en bas la carte de la Beauce de 2002. (Données BRGM).

Les pentes obtenues à partir des cartes piézométriques (Tableau 3-3) indiquent des valeurs de l'ordre de 1 pour mille selon les différents profils. En revanche, comme expliqué précédemment, lorsque l'on passe des formations calcaires aux formations sableuses à l'affleurement, le gradient hydraulique devient plus fort, à plus de 4 pour mille comme l'indique le profil 2 sur la carte des hautes eaux. Ainsi, dans cette section du bassin, la rivière draine fortement la nappe de Beauce. La nappe de la craie située sous le substratum des argiles vertes possède un gradient hydraulique moyen de 1 pour mille, mais surtout il ne semble pas y avoir de relation directe avec la nappe supérieure ou les eaux de surface au vu des charges mesurées dans chacune des deux masses d'eaux.

En conclusion, la pente moyenne de la nappe de Beauce au niveau du bassin versant de l'Essonne est d'environ 1 pour mille, avec des valeurs nettement plus élevées au niveau du faciès des sables de Fontainebleau.

Gradient hydraulique (%)	
Basses eaux 1994 Nappe principale (Beauce)	
Profil 1	0,18
Profil 2	0,08
Basses eaux 1994 Nappe inférieure (Craie)	
Profil 1	0,11
Profil 2	0,09
Hautes eaux 2002 Nappe principale (Beauce)	
Profil 1	0,094
Profil 2	0,425
Profil 3	0,232

Tableau 3-3 : Tableau récapitulatif des gradients hydrauliques mesurés à partir des cartes piézométriques.

C-ÉCOULEMENTS ET BILANS D'EAU AU SEIN DU BASSIN VERSANT

I-CLIMAT

I.1-TEMPÉRATURE

La température de l'air évolue selon les saisons, avec des valeurs plus chaudes en été et froides en hiver (Figure 3-14). La température moyenne sur l'année est d'environ 12°C, avec des valeurs minimales mesurées au mois de février et des valeurs maximales réparties entre les mois de juillet et août. Si l'on observe la variation des températures moyennes mensuelles sur l'année 2015 (courbe verte), on peut voir que l'étendue des variations au cours d'une année ne dépasse pas 20°C.

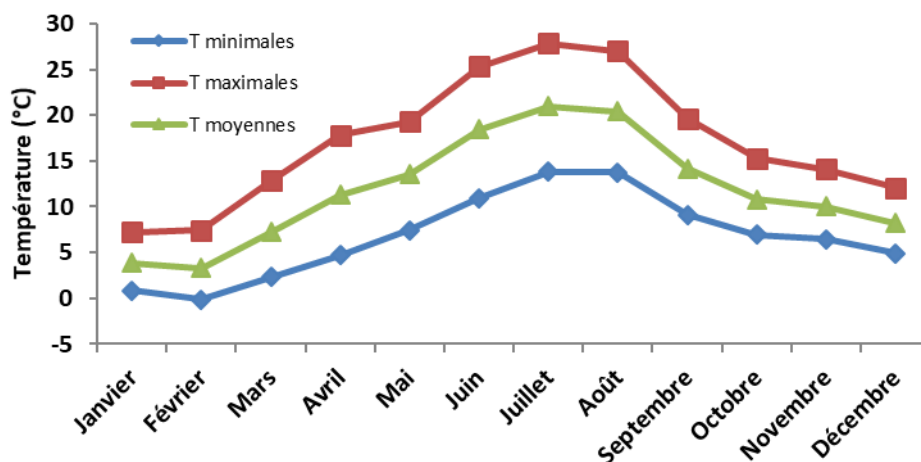


Figure 3-14 : Températures mensuelles minimales, moyennes et maximales mesurées à la station de Courdimanche-sur-Essonne en 2015.

I.2-PLUVIOMÉTRIE

La pluviométrie annuelle observée sur le bassin versant au niveau de la station de Courdimanche-sur-Essonne est représentée sur la Figure 3-15. Elle est sensiblement identique à celle observée sur l'ensemble du bassin parisien. La valeur moyenne annuelle se situe entre 600 et 630 mm/an. Le climat est associé à un climat de type océanique altéré (données Météo France fournies par le SIARCE, PAPI-Essonne, 2006).

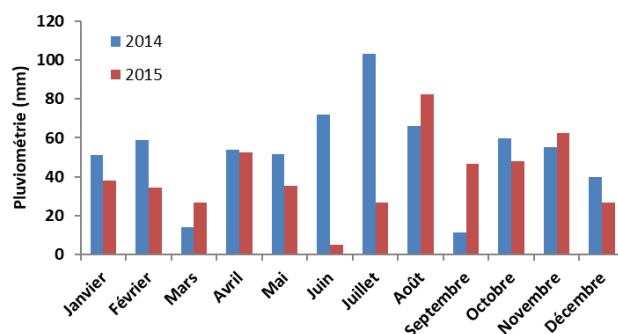


Figure 3-15 : Pluviométrie mensuelle sur les années 2014 et 2015 à la station de Courdimanche-sur-Essonne.

On note une certaine variabilité de la pluviométrie d'une année à l'autre : 2014 est une année relativement humide, avec un cumul de précipitations annuelles de 636,6 mm, alors que l'année 2015 ne présente que 484,7 mm de cumul.

II-DÉBITS DE L'ESSONNE ET DE SES AFFLUENTS

Au niveau du bassin versant de l'Essonne, les eaux de surface sont principalement constituées par quatre rivières : l'Œuf et la Rimarde, situées en amont du bassin et dont la confluence donne naissance à l'Essonne ; la Juine, principal affluent rive gauche de l'Essonne et qui couvre la partie ouest du bassin ; l'Essonne, cours d'eau principal qui délimite le bassin versant.

Plusieurs stations de débits sont disposées le long des rivières (Figure 3-6). Elles permettent de se rendre compte du régime d'écoulement (données en ligne de la banque Hydro, <http://www.hydro.eaufrance.fr>).

L'Essonne et son affluent la Juine présentent un régime hydrologique simple, avec une période de hautes eaux de novembre à mai et une période de basses eaux de juin à septembre (Figure 3-16). Alors que ces deux périodes sont relativement faciles à identifier sur les stations présentes en amont des cours d'eau (Œuf et Boulancourt), on peut voir qu'en allant vers l'aval, la différence de débit entre les hautes et les basses eaux est de moins en moins marquée sur l'Essonne. Ceci est dû à la présence de nombreux barrages, biefs et clapets présents sur la rivière, qui régulent tout au long de l'année les écoulements. Ainsi, en se déplaçant vers l'aval du bassin, les constructions anthropiques modifient le régime d'écoulement qui devient assez stable tout au long de l'année. La construction de ces différents ouvrages avait pour objectif de maintenir un niveau d'eau constant sur la rivière et ainsi alimenter les nombreux moulins, mais aussi pour limiter également au maximum l'effet des crues sur le bassin.

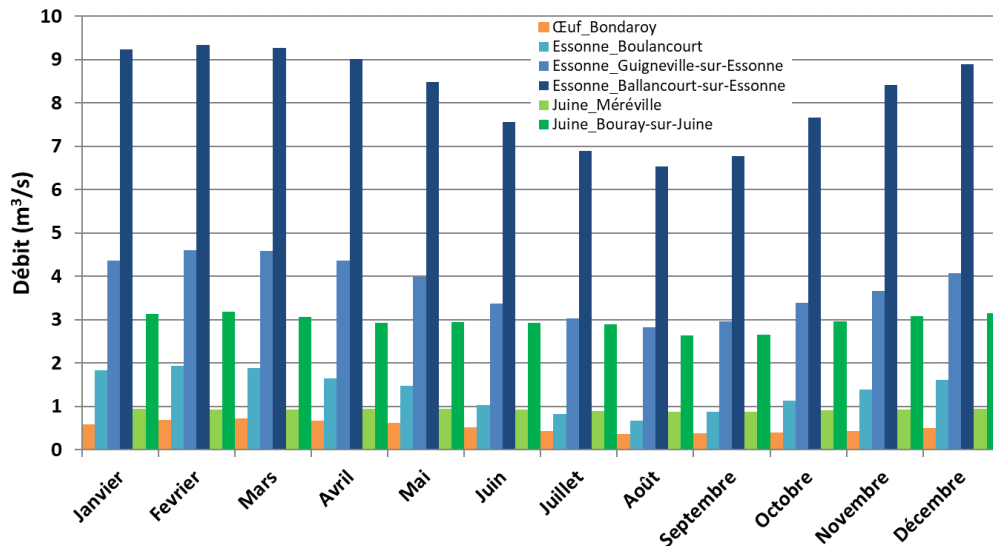


Figure 3-16 : Évolution des débits moyens mensuels de l'Essonne et de ses affluents.

D-GÉOCHIMIE

Après avoir caractérisé le bassin versant selon sa géomorphologie et d'un point de vue physique, on peut également s'intéresser aux données géochimiques à disposition sur le bassin versant. Pour cela, une compilation des données issues de la banque de données en ligne ADES a été faite et ces données ont été complétées par un certain nombre de mesures effectuées dans le cadre de cette thèse, lors de différentes campagnes de terrain.

I-GÉNÉRALITÉS

I.1-DÉFINITION D'UNE DROITE DES EAUX MÉTÉORIQUES LOCALE

Pour les données de précipitations, seules des données isotopiques ont été compilées. En effet, on considère que la pluie en région Île-de-France est d'une manière générale très peu minéralisée, et n'entre pas directement en compte dans la composition chimique des eaux de surface. Les données isotopiques des pluies recueillies à Orsay ont été compilées afin de retrouver la droite météorique locale des eaux de pluies sur l'Île-de-France (Figure 3-17). Il peut en effet exister une certaine différence entre la droite des eaux météoriques mondiales et la droite des eaux météoriques locales, c'est à dire la relation entre les isotopes stables de l'eau (O^{18} et H^2). On donne l'expression du rapport isotopique pour l'oxygène 18 (comparé à l'isotope majoritaire O^{16}) comme suit :

$$\delta O^{18} = 1000 \times \left(\frac{\frac{O^{18}}{O^{16}}_{\text{echantillon}} - \frac{O^{18}}{O^{16}}_{\text{standard}}}{\frac{O^{18}}{O^{16}}_{\text{standard}}} \right)$$

avec le rapport standard représentant la valeur mesurée pour le rapport isotopique dans l'eau de mer. Le même type de rapport peut être défini pour d'autres isotopes, en particulier pour le deutérium H^2 , en définissant le δH^2 .

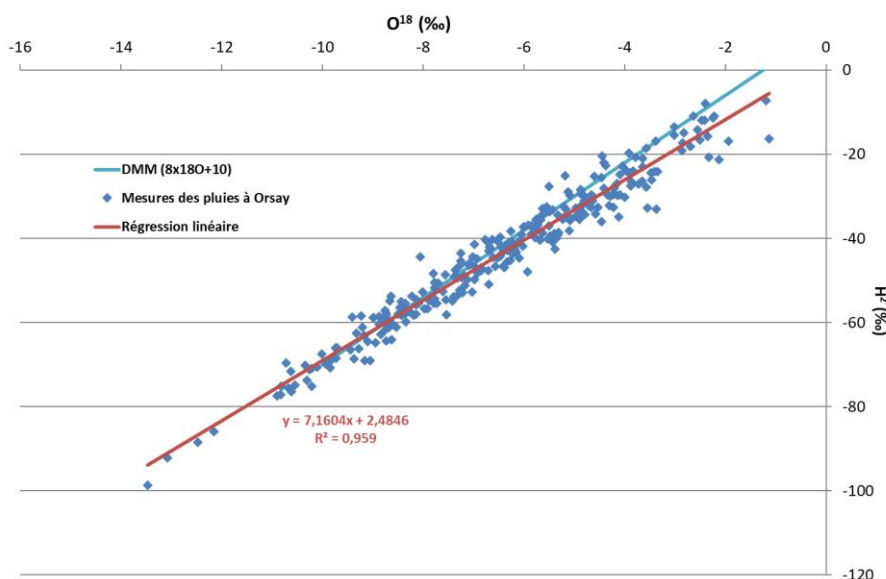


Figure 3-17 : Compilation des mesures des isotopes stables des pluies à Orsay et comparaison entre la droite météorique mondiale (DMM) et la droite météorique locale (DML) issue de la régression linéaire sur les données.

Les données sont suffisamment nombreuses et dispersées pour déterminer une droite des eaux météoriques locales (DML) en Île-de-France dont l'équation est légèrement différente de celle de la droite météorique mondiale (Tableau 3-4). La nouvelle pente obtenue pour la droite locale est légèrement plus faible que la pente de la droite mondiale (DMM). C'est cette équation qui servira de référence pour l'interprétation des données isotopiques issues d'échantillons du bassin versant de l'Essonne, car ces données sont plus précises que celles de la droite mondiale, plus générale.

DMM (droite météorique mondiale)	$\delta H^2=8 \times \delta O^{18}+10$
DML (droite météorique locale)	$\delta H^2=7,16 \times \delta O^{18}+2,485$

Tableau 3-4 : Tableau comparatif des équations des droites météoriques mondiales et locales.

I.2-PROTOCOLE DE PRÉLÈVEMENTS ET D'ANALYSES DES ÉCHANTILLONS

Les analyses géochimiques faites sur le terrain ont été réalisées suivant un protocole commun. Avant tout prélèvement, l'ensemble du matériel a été rincé et si besoin les piézomètres ont été vidangés. Puis un premier prélèvement est effectué afin de mesurer les principaux paramètres physico-chimiques de l'eau : température, pH, conductivité, alcalinité. Trois bouteilles sont ensuite prélevées : une pour les analyses en isotopes majeurs, et les deux autres pour les analyses en éléments majeurs. L'échantillon pour les isotopes est scellé sans oxygène, et l'échantillon prélevé pour les analyses des cations est acidifiée. Au laboratoire, les échantillons sont stockés au frais et analysés dans les plus brefs délais.

Les isotopes stables de l'eau sont mesurés par spectrométrie à absorption laser, les cations majeurs sont analysés par spectromètre d'absorption atomique et les anions majeurs par chromatographie ionique.

II-EAUX DE NAPPE

II.1-GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

Dans le but d'étudier les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines, il est nécessaire de caractériser le plus précisément possible les différentes masses d'eaux présentes sur le bassin versant. Pour les eaux de nappe, les données d'un certain nombre d'analyses géochimiques ont été récupérées depuis la banque

de données en ligne ADES. De plus, des échantillons d'eau ont été prélevés sur le terrain au cours de la thèse dans des piézomètres situés dans différentes formations lithologiques plus ou moins en surface. Les analyses des éléments majeurs sont reportées dans un diagramme de Piper (Figure 3-18). Ce diagramme a pour but de mettre en évidence la composition géochimique des eaux en fonction de leur concentration en ions majeurs. Ce diagramme permet de caractériser le faciès géochimique d'une masse d'eau.

Les données des eaux de la nappe de Beauce issues des différents qualimètres indiquent un faciès bicarbonaté-calcique typique d'eaux souterraines contenues dans des formations calcaires. Les eaux issues des autres formations sur le terrain présentent le même type de minéralisation, avec un faciès majoritairement bicarbonaté-calcique. Alors que les points représentant les eaux de la nappe de Beauce sont bien groupés, les valeurs pour les différents échantillons de terrain sont plus dispersées, en particulier pour les piézomètres situés dans les tourbes, les alluvions et les cressonnières, c'est-à-dire les formations affleurantes du fond de rivière. Ce sont en général les concentrations en sulfates et en nitrates qui sont les plus importantes au sein des formations du fond de vallée.

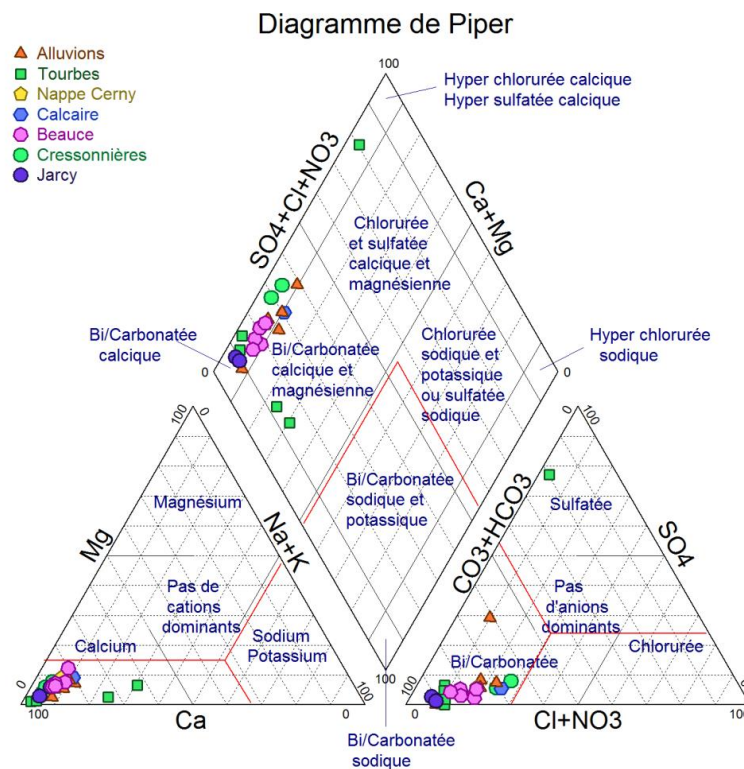


Figure 3-18 : Diagramme de Piper des échantillons d'eau de nappe au sein du bassin versant de l'Essonne. Les données de la banque en ligne ADES sont représentées par les ronds roses "Beauce". Les autres échantillons présentés sont tous issus de campagnes de terrain effectuées pendant la thèse.

Les échantillons issus de la nappe de Beauce ont été séparés car il s'agit de prélèvements effectués à partir de forages profonds directement au sein de la nappe, alors que les piézomètres utilisés pour les prélèvements pendant la thèse sont relativement peu profonds et situés dans les différentes formations superficielles contenues dans les fonds de vallée de l'Essonne. Les données géochimiques indiquent qu'il n'existe qu'une seule entité hydrogéologique, constituée par l'aquifère principal et toutes les formations superficielles perméables, car elles possèdent la même minéralisation. Certains échantillons au niveau des tourbes et des cressonnières possèdent cependant une concentration en sulfates plus élevée que les valeurs mesurées dans la nappe. La composition des tourbes, riches en matière organique plus ou moins décomposée peut être à l'origine de cette concentration anormalement élevée en sulfates.

Le diagramme de Schöeller permet de mettre en évidence les concentrations mesurées pour les ions majeurs dans les échantillons sur une échelle logarithmique. Ici, deux comportements différents peuvent être identifiés pour les eaux souterraines (Figure 3-19). D'une part, un premier groupe assez homogène est composé par les eaux des piézomètres de la nappe de Beauce, ainsi que le marais de Jarcy et les cressonnières. Un second groupe, présentant quelques différences de concentrations sur certains éléments, est composé par les tourbes et les alluvions. Les eaux du second groupe ont une concentration plus importante en chlorures, sodium/potassium et sulfates que les eaux du premier groupe. Ces éléments peuvent se retrouver dans les eaux de surface et superficielles suite à certaines activités anthropiques, comme l'agriculture, les industries ou encore les stations d'épuration.

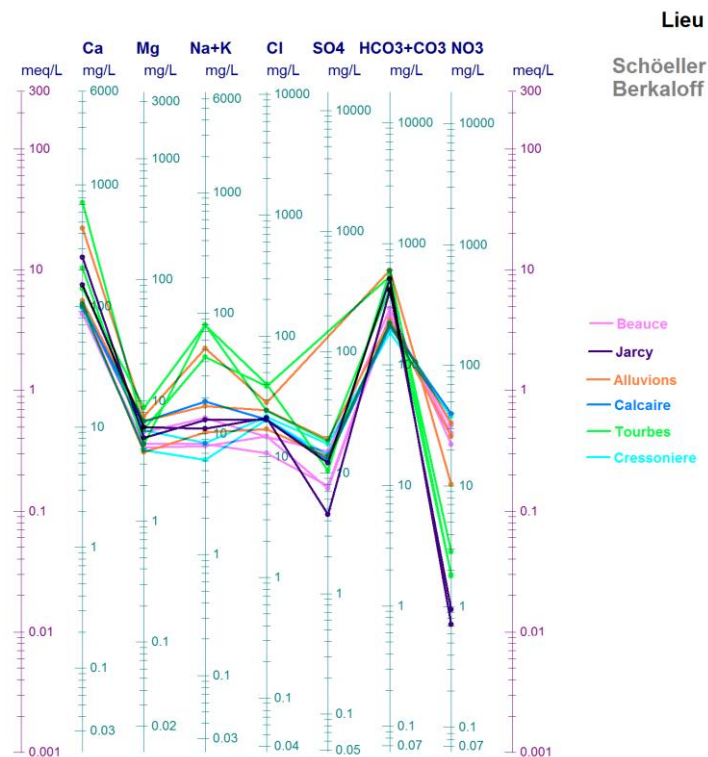


Figure 3-19 : Diagramme de Schöeller représentant la géochimie des eaux souterraines, selon les anions et les cations majeurs. Les données de la nappe de Beauce sont issues de la banque en ligne ADES. Les autres échantillons sont des données issues de prélèvements effectués durant la thèse.

On notera que les eaux de la nappe présentent une concentration en nitrates de l'ordre de 20 à 30 mg/l. L'origine des nitrates dans les eaux souterraines n'est pas précisément établie, mais l'on peut toutefois supposer qu'ils proviennent de l'activité agricole en surface. L'eau se charge donc en nitrates lorsqu'elle traverse le profil de sol pour atteindre la nappe. De même, les eaux contenues dans les formations récentes sont au contact direct des zones anthropisées et sont donc potentiellement contaminées par le ruissellement et les apports de surface. Les eaux des cressonnières ont une minéralisation très proche des eaux de la nappe de Beauce. Le marais de Jarcy comporte quant à lui une concentration en nitrates très faible, qui peut indiquer une certaine capacité d'autoépuration de ce marais par rapport aux sulfates et aux nitrates.

II.2-INDICES DE SATURATION

Pour se rendre compte de la qualité des mesures faites sur le terrain, ainsi que pour retrouver éventuellement l'origine de la minéralisation des eaux, on peut calculer plusieurs indices à partir des données géochimiques. Tout d'abord la balance ionique, qui représente l'équilibre entre les anions et les cations, permet de voir si tous les éléments chimiques ayant une concentration non-négligeable ont été pris en compte. Idéalement, la

balance ionique doit se situer entre -5 et +5% pour que l'on puisse considérer que les mesures faites sont de bonne qualité et englobent tous les éléments majeurs. En cas de prélèvements plus difficiles sur le terrain, on tolère une valeur comprise entre -10 et +10%.

$$\text{Balance ionique (\%)} = \frac{\sum \text{anions} - \sum \text{cations}}{\sum \text{anions} + \sum \text{cations}} \times 100, (3.1)$$

Si la valeur de la balance ionique n'est pas bonne, cela signifie que les résultats des analyses chimiques ne sont pas fiables, ou qu'il manque un ou plusieurs éléments chimiques à prendre en compte et qui n'ont pas été mesurés.

Pour retrouver l'origine de la minéralisation des eaux, et voir avec quels minéraux elle se trouve éventuellement à l'équilibre, on peut aussi exprimer les indices de saturation de certains minéraux à partir des concentrations en ions de la solution :

$$IS (\text{indice de saturation}) = pH - pHs, (3.2)$$

avec le pH de la solution considérée, et le pHs qui définit le pH de saturation du minéral considéré, comme la calcite par exemple :

$$pHs = C - (\log_{10} Alc + \log_{10} CaO), (3.3)$$

C est une constante définie selon la température et la minéralisation de l'eau et l'alcalinité (Alc) représente la capacité d'une eau à neutraliser un acide. Si l'indice de saturation est inférieur à -0,5, on considère que la solution est sous-saturée et aura donc tendance à plutôt dissoudre le minéral. Si la valeur est proche de 0, comprise entre -0,5 et +0,5, on se trouve à la limite de la saturation, et des variations de certains paramètres hydrodynamiques de l'eau peuvent faire basculer la solution en sous ou sursaturation. Enfin, si la valeur de l'indice de saturation vis-à-vis d'un minéral dépasse 0,5, la solution considérée est en sursaturation vis-à-vis du minéral considéré, et les conditions sont favorables à une précipitation.

Enfin, on peut calculer la pression partielle du CO_2 dans l'eau (pCO_2), à partir des données géochimiques, du pH et de la température. Cette donnée permet de savoir si l'eau est en équilibre avec l'atmosphère ou au contraire plus riche en CO_2 dissous, comme c'est le cas dans les eaux souterraines.

$$P(atm) = 10^{-P_{CO_2}}, (3.4)$$

La valeur moyenne de pCO_2 pour l'atmosphère est de -3,5 (exprimée en log). À l'inverse, les eaux souterraines, plus concentrées, présentent une valeur théorique autour de -2.

Les balances ioniques, indices de saturations pour certains minéraux communs et pressions partielles de CO_2 pour les échantillons de la nappe de Beauce issus de la banque en ligne et pour des échantillons prélevés sur le terrain ont été calculés à l'aide du logiciel Diagrammes qui utilise le code Phreeqc. Les résultats sont compilés dans le Tableau 3-5.

L'ensemble des eaux issues des piézomètres dans les formations superficielles ont des indices de saturation négatifs pour la dolomite, le gypse et l'anhydrite. Ces trois minéraux ne pouvant précipiter qu'en présence d'eau saumâtre très sursaturée et dans des conditions particulières, il n'est donc pas étonnant que ces indices soient faibles. Les indices de saturation de la calcite et de l'aragonite présentent des valeurs à la limite de la saturation. De plus, leur pCO_2 est inférieure à -2, valeur représentative des eaux qui ne sont pas en équilibre avec l'atmosphère et qui peuvent donc conduire à une précipitation de calcite/aragonite si elles se retrouvent en déséquilibre.

Les eaux de la nappe de Beauce présentent un indice de saturation pour la calcite et pour l'aragonite également proche de 0, soit des solutions saturées en calcium et carbonates. Leur pCO₂ est également plus faible que celle de l'atmosphère, ce qui indique un aquifère dont les eaux ne sont pas à l'équilibre avec les conditions atmosphériques. Les conditions physico-chimiques des eaux souterraines sont donc favorables à la précipitation de calcite en cas de modification de ces paramètres. Certaines balances ioniques sont assez élevées, supérieure à la valeur de 10% retenue comme marge d'erreur, en particulier celles issues de certains piézomètres échantillonnés sur le terrain. Les mesures d'alcalinité ont été réalisées directement sur le terrain, ce qui peut provoquer une incertitude sur les mesures. Les eaux ayant la pCO₂ la plus faible sont les eaux issues des piézomètres des formations superficielles. On peut donc penser qu'au sein de ces formations, l'eau est relativement stagnante car peu renouvelée. Les eaux sont donc peu à peu enrichies en CO₂, du fait de leur faible circulation. Certains éléments chimiques non mesurés peuvent aussi être présents en quantités non-négligeables dans les eaux comme le fer, l'aluminium ou le fluor.

Echantillon	Libellé	Bal. Ion. (%)	IS calcite	IS Aragonite	IS Dolomite	IS Gypse	Is Anhydrite	pCO ₂ (log)
BA1	Alluvions	7	0,35	0,20	-1.10	-0,95	-1,20	-1,61
BT1	Tourbes	1	0,93	0,78	-0.10	0,40	0,15	-1,72
BT2	Tourbes	-16	0,31	0,16	-1.90	-1,68	-1,93	-1,40
BA2	Alluvions	0	-0,01	-0,16	-1.68	-1,79	-2,04	-1,59
BA1	Alluvions	39	0,84	0,69	-0.54			-1,53
BT1	Tourbes	58	1,14	0,98	-0.29			-1,80
NA1	Alluvions	10	0,39	0,24	-0.95	-2,15	-2,38	-2,25
NC2	Calcaires	11	0,16	0,01	-1.25	-2,20	-2,45	-2,24
NA2	Alluvions	11	0,19	0,04	-1.10	-1,97	-2,21	-1,93
NT2	Tourbes	12	0,56	0,41	-0.88	-2,05	-2,30	-1,39
Ballancourt	Beauce	-2	0,12	-0,03	-1.49	-2,47	-2,72	-2,08
Etampes	Beauce	2	-0,08	-0,24	-1.87	-2,12	-2,37	-1,71
La forêt sainte croix	Beauce	-2	0,14	-0,01	-1.42	-2,46	-2,71	-2,06
Milly la forêt	Beauce	0	0,22	0,07	-1.34	-2,59	-2,84	-2,20
Orveau	Beauce	0	0,04	-0,11	-1.71	-2,19	-2,44	-1,98
Videlles	Beauce	1	-0,40	-0,55	-2.31	-2,24	-2,49	-1,44
Cressonnière MNP1	Cressonnière	13	0,02	-0,13	-1.43	-2,03	-2,25	-1,91
Cressonnière MNP2	Cressonnière	3	0,09	-0,05	-1.41	-2,15	-2,37	-1,85
Jarcy P1	Jarcy	19	0,23	0,08	-1.64	-1,91	-2,16	-1,17
Jarcy P3	Jarcy	6	-0,01	-0,16	-1.81	-2,50	-2,75	-1,29

Tableau 3-5 : Principaux indices de saturation et valeurs de pCO₂ et des balances ioniques calculés pour les échantillons d'eaux souterraines.

III.1-GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

La caractérisation des eaux de surface a été réalisée suite à deux campagnes de prélèvements effectuées sur l'Essonne et ses affluents en juillet et en novembre 2015, correspondant respectivement à une période de hautes eaux et de basses eaux (Figure 3-20). Outre l'Œuf et la Rimarde, situés en amont du bassin, la Juine a également été prélevée, ainsi que la Velvette, affluent mineur, au niveau de Boigneville.

Le placement des eaux dans le diagramme de Piper indique que les eaux de surface présentent toutes le même faciès que les eaux souterraines, c'est-à-dire bicarbonaté-calcique (Figure 3-21). Les points sont très peu dispersés et très proches de ceux de la nappe de Beauce. On peut donc en conclure que les données géochimiques vont dans le même sens que les données hydrogéologiques, c'est-à-dire que les eaux de l'Essonne et de ses affluents ont pour origine les eaux de la nappe de Beauce. La grande ressemblance entre les eaux souterraines et les eaux de surface, qu'elles soient situées en amont ou en aval, indique que ces dernières sont très peu diluées au fil de leur parcours. La rivière de ce bassin versant draine donc fortement la nappe de Beauce d'amont en aval. Enfin, le diagramme de Piper ne permet pas de mettre en évidence une différence amont/aval ou une différence hautes eaux/basses eaux pour les eaux de surface.

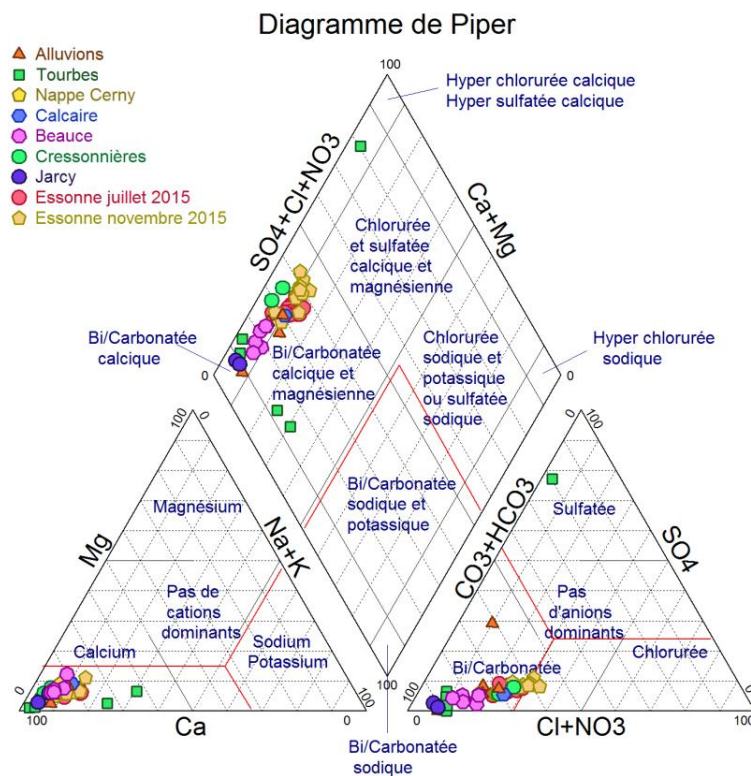


Figure 3-20 : Diagramme de Piper des eaux de surface et comparaison avec les eaux souterraines du bassin versant. Les points rouges représentent les mesures effectuées en juillet 2015 et les points beiges les mêmes mesures réalisées en novembre 2015.

Les données issues de la campagne de terrain en juillet montrent que l'ensemble des eaux prélevées sur l'Essonne et ses affluents ont des concentrations en éléments majeurs similaires. On retrouve le faciès bicarbonaté calcique déjà observé dans le diagramme de Piper. La quantité de certains ions est plus ou moins importante ; par exemple, la somme des ions sodium et potassium peut varier entre 10 et 30 mg/l selon les échantillons. Le seul échantillon qui présente des concentrations en sodium, potassium, chlorure et sulfate plus faibles que les autres échantillons, autour de 10 mg/l, est celui prélevé à Boigneville. Les caractéristiques de cet

échantillon se rapprochent fortement de celles de la nappe de Beauce. Cet échantillon a été prélevé au niveau de la Velvette, affluent mineur de l'Essonne situé rive gauche et rejoignant la rivière vers le centre du bassin versant. On peut donc en conclure que la source de ce cours d'eau est la nappe de Beauce et que la minéralisation de l'eau n'est pas modifiée entre la source et le point de prélèvement. Les données représentant les tourbes indiquent une concentration en certains ions plus forte que les eaux de surface, dont le sodium/potassium, le bicarbonate et une concentration nettement plus faible en nitrates. Les eaux contenues dans les formations superficielles peuvent donc être distinguées des eaux de surface. En général, l'apport de ces différents éléments est anthropique, dû par exemple au ruissellement urbain et/ou à l'agriculture très présente au sein du bassin versant.

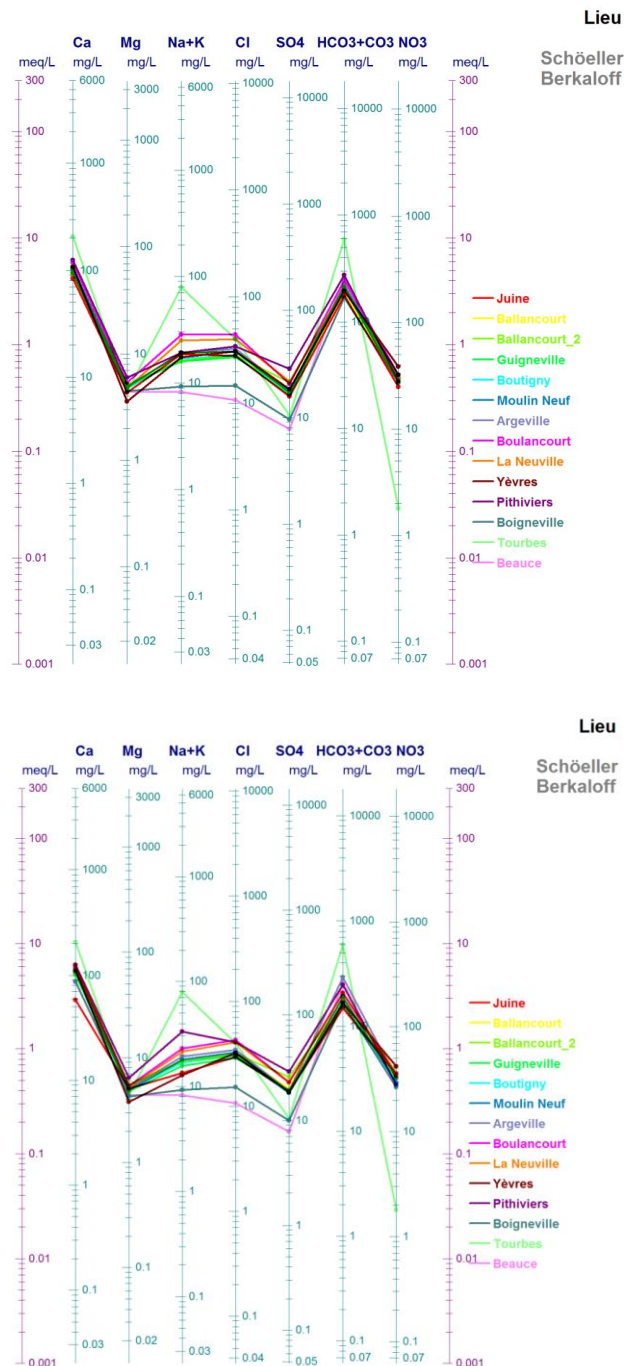


Figure 3-21 : Diagramme de Schöeller des échantillons prélevés dans l'Essonne en juillet (haut) et novembre (bas) 2015. Deux points de mesure dans les tourbes et la nappe de Beauce sont représentés pour comparer la minéralisation des eaux de surface avec les eaux souterraines.

III.2-INDICES DE SATURATION

Les valeurs des balances ioniques sont une fois de plus assez élevées (Tableau 3-6). Une erreur possible sur la balance ionique peut provenir de la mesure de l'alcalinité qui a été faite sur le terrain et comprend donc une certaine part d'incertitude. De plus, les mesures ont été faites uniquement sur les anions et les cations majeurs, et il peut donc manquer certains éléments chimiques (fer, aluminium, fluor...), ce qui peut conduire à un déséquilibre en anions ou en cations.

Les indices de saturation indiquent que les eaux de l'Essonne sont saturées vis-à-vis de la calcite/aragonite et parfois de la dolomite. Le gypse et l'anhydrite sont en sous-saturation, et ne peuvent pas précipiter dans les conditions du bassin versant de l'Essonne. Les valeurs de pCO₂ sont inférieures à celles trouvées dans les eaux souterraines, comprises entre -2,5 et -3,5. Les eaux sont donc plus proches d'un équilibre avec la valeur atmosphérique. Les concentrations géochimiques en éléments majeurs ainsi que les conditions physico-chimiques peuvent donc permettre en théorie la précipitation de la calcite. Pour ces éléments, une éventuelle dilution de l'amont vers l'aval est peu probable car la nappe de Beauce est drainée sur une majorité du bassin versant et apporte donc des eaux riches en calcium et bicarbonate.

Échantillon	Libellé	Bal. Ion. (%)	IS calcite	IS Aragonite	IS Dolomite	IS Gypse	Is Anhydrite	pCO ₂ (log)
Juillet 2015								
Juine	Juine	9	0,48	0,33	-0,60	-2,16	-2,39	-2,55
Ballancourt	Essonne	8	0,73	0,59	-0,06	-2,11	-2,34	-2,72
Ballancourt_2	Essonne	7	0,49	0,34	-0,57	-1,98	-2,21	-2,39
Guigneville	Essonne	8	0,80	0,65	0,00	-2,03	-2,27	-2,69
Boutigny	Essonne	7	0,90	0,76	0,23	-2,09	-2,33	-2,78
Moulin Neuf	Essonne	11	0,93	0,79	0,26	-2,03	-2,27	-2,78
Argeville	Essonne	6	1,06	0,91	0,52	-2,04	-2,27	-2,85
Boulancourt	Essonne	8	1,25	1,10	0,89	-1,92	-2,16	-2,91
La Neuville	Essonne	7	0,94	0,80	0,30	-1,95	-2,18	-2,77
Yèvres	Rimarde	11	0,80	0,66	-0,15	-2,00	-2,24	-2,71
Pithiviers	Oeuf	7	0,99	0,84	0,36	-1,77	-2,01	-2,57
Boigneville	Velvette	17	0,64	0,49	-0,41	-2,32	-2,57	-2,80
Novembre 2015								
Juine	Juine	-5	0,82	0,67	0,14	-2,22	-2,48	-3,39
Ballancourt	Essonne	14	1,05	0,89	0,37	-1,97	-2,22	-3,19
Ballancourt_2	Essonne	16	0,13	-0,02	-1,48	-1,84	-2,10	-2,31
Guigneville	Essonne	16	0,77	0,62	-0,23	-2,00	-2,25	-3,05
Boutigny	Essonne	18	0,81	0,65	-0,17	-2,01	-2,26	-3,03
Moulin Neuf	Essonne	13	0,86	0,71	-0,05	-2,00	-2,25	-2,97
Argeville	Essonne	1	0,98	0,83	0,18	-1,98	-2,23	-2,68
Boulancourt	Essonne	13	0,84	0,68	-0,12	-1,87	-2,13	-2,83
La Neuville	Essonne	13	0,88	0,72	-0,04	-1,86	-2,11	-2,82
Yèvres	Rimarde	15	0,55	0,39	-0,80	-1,98	-2,23	-2,72
Pithiviers	Œuf	12	0,58	0,43	-0,53	-1,76	-2,01	-2,36
Boigneville	Velvette	14	0,35	0,19	-1,04	-2,33	-2,58	-2,62

Tableau 3-6 : Tableau récapitulatif des principaux indices de saturation et des valeurs de pCO₂ et balances ioniques calculés pour les échantillons d'eaux de surface.

III.3-PROFILS EN LONG SUR L'ESSONNE

Après avoir fait les analyses chimiques sur l'ensemble des échantillons prélevés le long de la rivière sur le profil, on peut retracer l'évolution de la concentration en éléments majeurs ainsi que les principaux paramètres physico-chimiques entre l'amont et l'aval de l'Essonne (Figure 3-22).

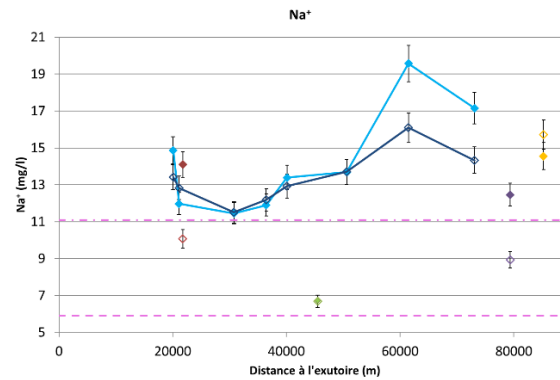
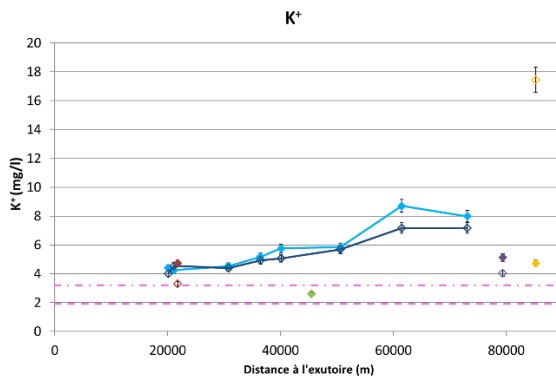
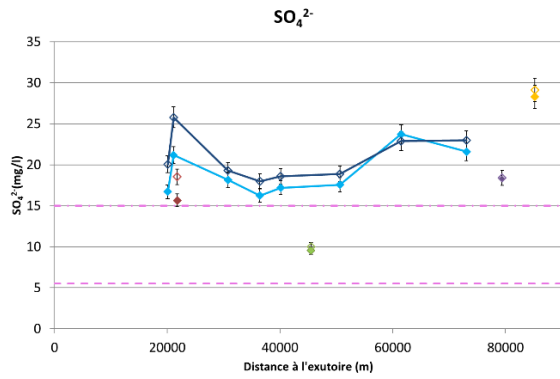
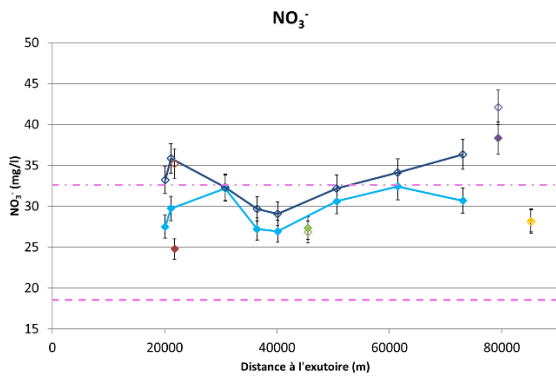
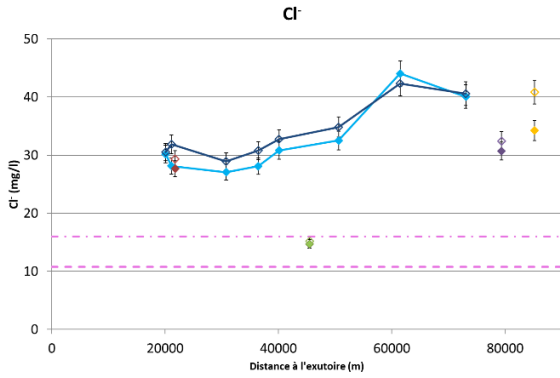
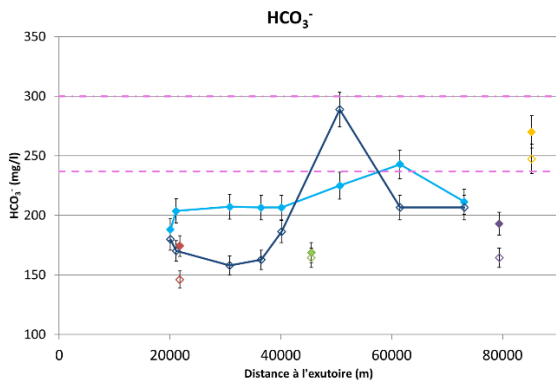
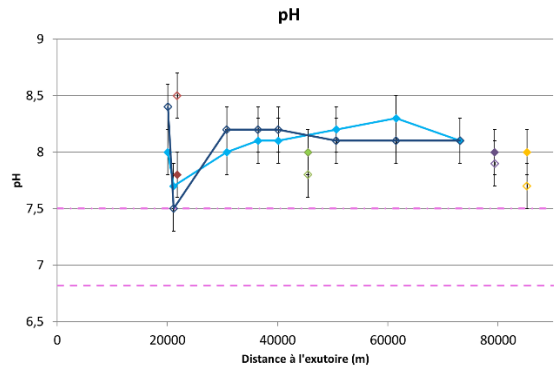
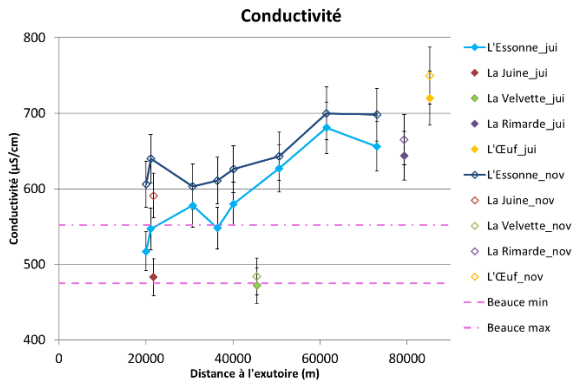
La conductivité de l'Essonne diminue nettement d'amont en aval. Si l'on observe l'évolution des différents éléments, un certain nombre d'entre eux diminuent effectivement d'amont en aval comme le bicarbonate, le chlorure, le nitrate, le potassium, le sodium et le calcium. En revanche, le pH reste relativement constant d'amont en aval, hormis dans la partie aval, où la Juine apporte une eau dont le pH varie entre juillet et novembre. La diminution de la plupart des éléments chimiques peut être expliquée en recherchant l'origine de ces éléments chimiques et comment ils sont apportés à la rivière.

Les deux affluents qui donnent naissance à l'Essonne, l'Œuf et la Rimarde, possèdent souvent les concentrations les plus élevées en ions. Elles donnent la minéralisation initiale de la rivière. Celle-ci n'est pas modifiée par la suite, hormis par une dilution progressive de la concentration de certains éléments apportés par des ruissellements en surface, principalement dans la partie amont du bassin. En revanche, l'apport de la Juine dans la partie aval du bassin est nettement visible. Les eaux issues de cet affluent ont globalement des concentrations plus faibles que celles enregistrées dans l'Essonne. Après la confluence, l'échantillon relevé à Ballancourt présente des concentrations plus faibles que le point en amont de la confluence. La Juine est le seul affluent majeur de l'Essonne qui apporte un débit et un signal géochimique substantiel à la rivière peu avant son exutoire à Corbeil-Essonnes.

Les ions issus de la minéralisation des eaux de nappe dans des formations calcaires, comme le bicarbonate ou le calcium, diminuent entre l'amont et l'aval, ce qui peut indiquer une possible précipitation de calcite. Les indices de saturation calculés précédemment montrent que cette hypothèse est plausible, car les eaux sont à saturation vis-à-vis de la calcite. On pourrait aussi envisager une dilution progressive du signal avec des apports d'eau, moins minéralisées, par exemple via le ruissellement urbain ou d'autres apports anthropiques (STEP...).

Un autre groupe d'ions, composé du chlorure, des sulfates, des nitrates et du potassium présente également une diminution régulière de leur concentration. Pour ces éléments, les concentrations en amont sont plus importantes que celles mesurées dans la nappe de Beauce. Les valeurs en allant vers l'aval tendent vers le profil des eaux de nappe. Un grand nombre de stations d'épuration sont présentes au sein du bassin versant, en particulier dans la région entre Orléans et Pithiviers, à l'amont du bassin. Les eaux de surface sont donc potentiellement polluées par ces installations, par exemple avec les chlorures. La plupart de ces éléments sont présents en quantité plus importante dans les eaux de surface que dans la nappe ; ils sont donc apportés via la surface et sont progressivement dilués vers l'aval. De même, ces ions se retrouvent dans les engrais agricoles. Or le plateau de Beauce, dans la partie amont du bassin, est principalement occupé par des cultures. L'origine de ces éléments dans les eaux de surface peut donc aussi être attribuée aux activités agricoles.

Le magnésium ne présente pas de réelle évolution entre l'amont et l'aval du bassin : sa concentration reste stable et comprise entre les bornes des concentrations de la nappe. Ceci est cohérent avec une alimentation permanente de la rivière par les eaux de nappe.



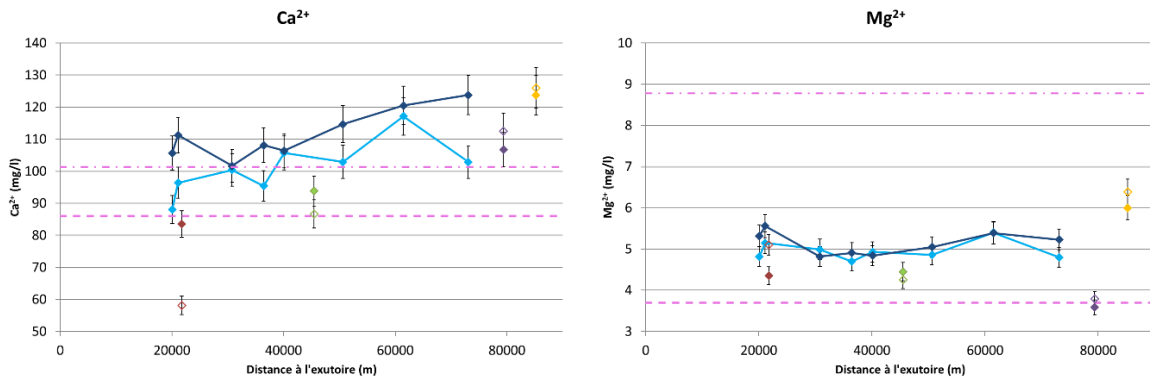


Figure 3-22 : Récapitulatif des profils en long des concentrations en éléments majeurs entre l'amont et l'aval pour l'Essonne et ses affluents.

Les cartes de répartition des nitrates ainsi que la carte d'occupation des sols (Figure 3-23, Figure 3-24, Figure 3-25) montrent que le territoire couvert par la nappe de Beauce est à plus de 80% constitué par des terres agricoles. L'utilisation d'engrais et de pesticides est donc répandue sur une majorité du bassin versant. Les concentrations en nitrates relevées autour de Pithiviers sont comprises entre 25 et 50 mg/L, soit des concentrations cohérentes avec celles relevées dans l'Essonne.

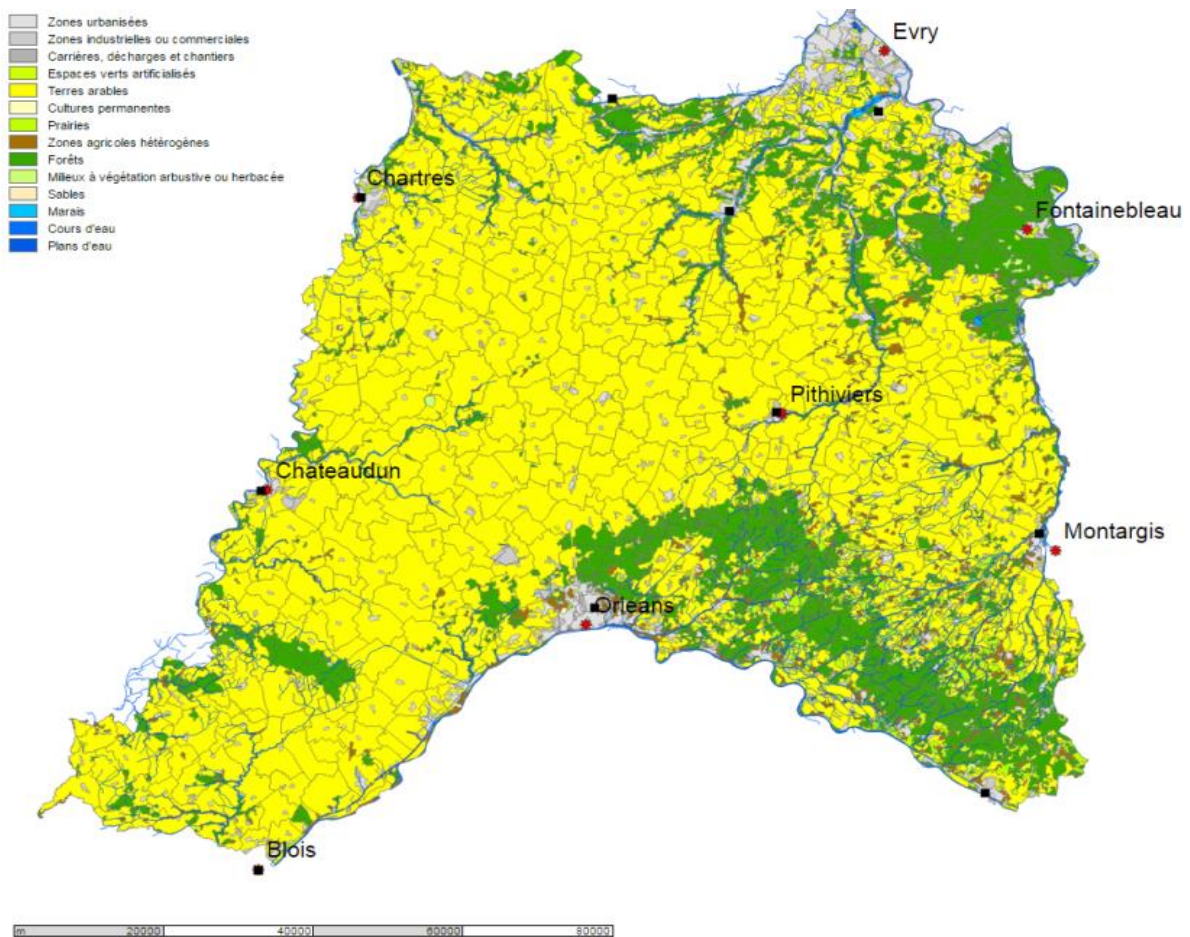


Figure 3-23 : Carte d'occupation des sols au sein du territoire de la nappe de Beauce (source : www.eduterre.ens-lyon.fr).

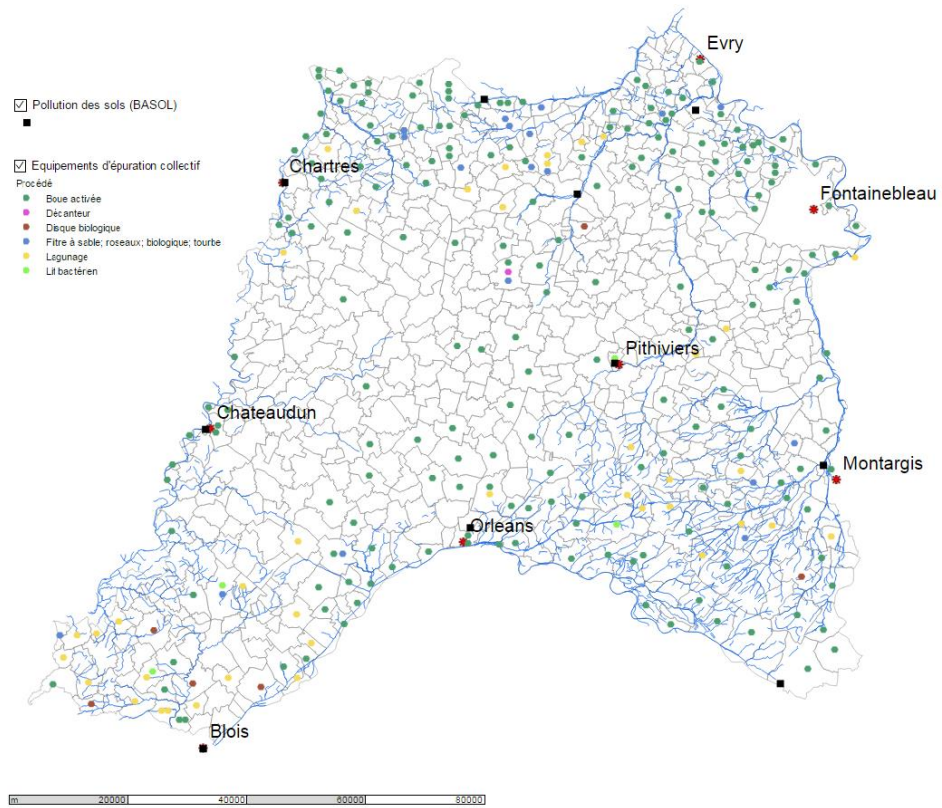


Figure 3-24 : Carte de localisation des sources de pollution des sols et des stations d'épuration collectives au sein du territoire de la nappe de Beauce (source : www.eduterre.ens-lyon.fr).

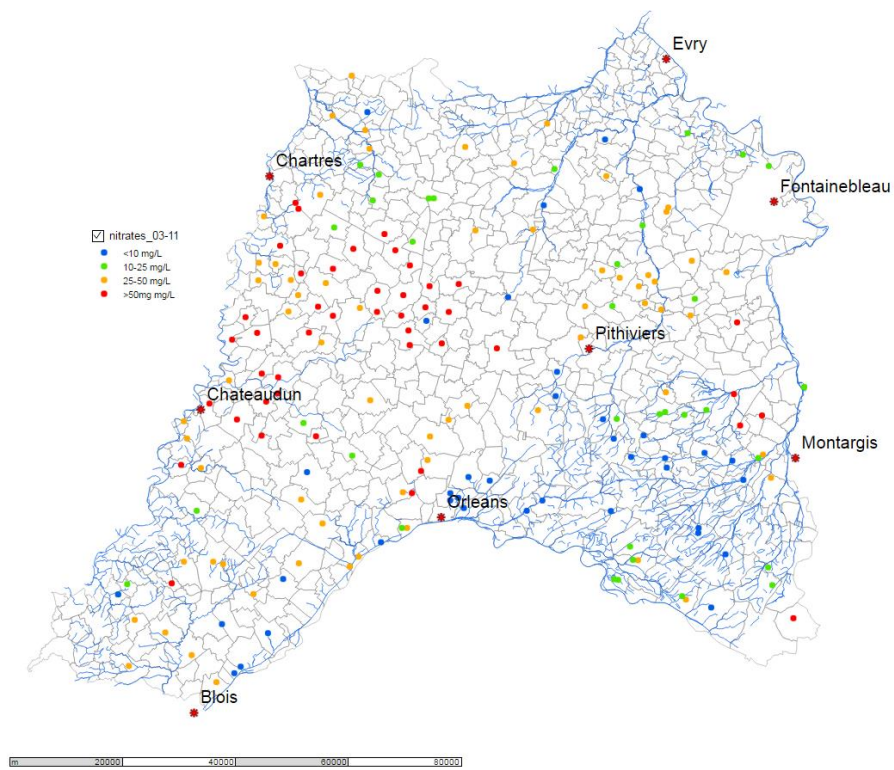


Figure 3-25 : Carte de la concentration en nitrates sur le territoire de la nappe de Beauce (source : www.eduterre.ens-lyon.fr).

IV-MESURES DES ISOTOPES STABLES

Des mesures des isotopes stables de l'eau ont été effectuées sur les échantillons prélevés durant les campagnes de terrain. Les données isotopiques associées aux eaux de la nappe concernent ici uniquement les mesures effectuées sur le terrain (Figure 3-26).

L'ensemble des points sont répartis légèrement en dessous de la droite météorique mondiale, mais bien alignés sur la droite météorique locale. Les échantillons de l'Essonne sont proches de la droite météorique locale. Bien qu'ils soient situés pour la plupart d'entre eux légèrement en dessous de la droite, les barres d'erreurs témoignent d'une précision insuffisante pour conclure à une réelle tendance. Certains points sont situés plus haut sur la droite locale, c'est-à-dire avec des concentrations un peu plus enrichies en isotopes lourds que les autres mesures. Ces points n'appartiennent pas à une seule masse d'eau, mais à trois échantillons différents : un échantillon de l'Essonne (La Neuville), un en provenance de la Rimarde et un provenant de la Juine, tous réalisés en juillet. Les échantillons prélevés aux mêmes endroits mais en novembre n'indiquent pas la même tendance. Certains prélèvements effectués en juillet ont donc peut-être subi un phénomène d'évaporation qui n'a pas lieu en novembre. Les échantillons prélevés dans les formations superficielles ont des concentrations un peu plus appauvries en isotopes lourds, et se rapprochent probablement du pôle représentant les eaux de nappe. Les eaux de l'Essonne au mois de juillet s'éloignent plus de ce pôle que les échantillons du mois de novembre, ce qui est en accord avec les données climatiques. En été, les températures et l'évapotranspiration sont maximales, alors qu'elles sont plus faibles en novembre. Les données isotopiques mettent ainsi en évidence un phénomène évaporatoire présent en été, et moins important en fin d'automne.

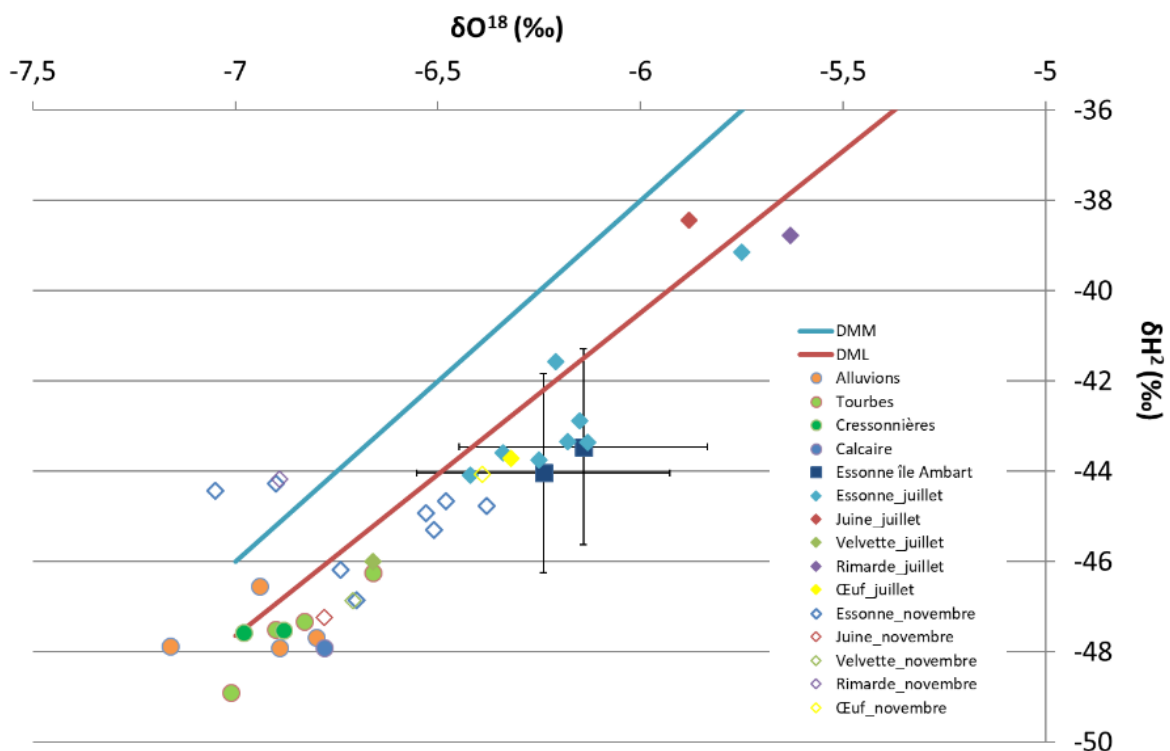


Figure 3-26 : Données des isotopes stables des échantillons prélevés sur l'Essonne et dans les formations superficielles. Les droites météoriques mondiale (DMM) et locale (DML) sont indiquées.

Les deux profils en long de l'Essonne pour les isotopes stables de l'eau montrent une diminution globale des rapports isotopiques de l'amont vers l'aval du bassin versant (Figure 3-27). Les deux points issus de l'Œuf et de la Rimarde, ainsi que le premier point mesuré après la confluence, semblent montrer que la signature isotopique de l'Essonne est surtout liée à celle de la Rimarde. Ceci est très visible car entre juillet et novembre la concentration en isotopes lourds de l'eau diminue nettement, et l'ensemble des points prélevés sur l'Essonne suivent cette tendance. La diminution d'amont en aval ne peut pas s'expliquer par un phénomène d'évaporation car elle aurait pour conséquence à l'inverse une augmentation de la concentration en isotopes lourds et donc une augmentation des rapports isotopiques. La plupart des points peuvent être situés dans la barre d'erreur retenue à 5% selon les incertitudes observées sur les mesures. On n'observe pas de réel impact de l'apport des affluents mineurs de l'Essonne. Seule la Juine, qui elle aussi présente une disparité de valeurs entre les deux campagnes, apporte une quantité d'eau non négligeable à l'Essonne, et qu'elle modifie donc le signal isotopique de la rivière après la confluence.

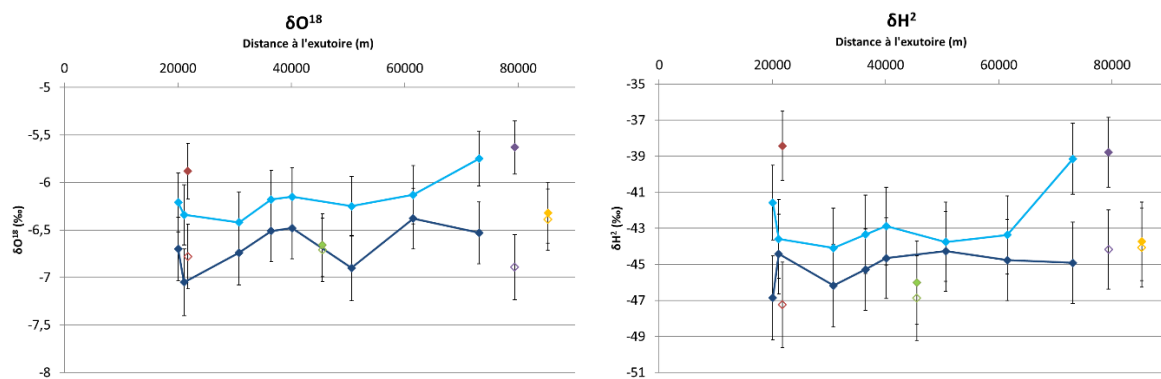


Figure 3-27 : Profils en long des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène de l'amont vers l'aval de l'Essonne.

CHAPITRE 4 : PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE DE L'ÎLE AMBART

A-PRÉSENTATION GÉNÉRALE

I-LOCALISATION

Après la caractérisation générale du bassin versant et des eaux souterraines et eaux de surface en présence, nous pouvons à présent nous pencher sur une étude à échelle plus réduite. Afin de comprendre de façon plus précise les processus de mélange au sein de la ZH, une zone d'étude a été sélectionnée et étudiée à la fois par un suivi régulier tout au long de la thèse et par des campagnes de mesures ponctuelles (Figure 3-6).

La recherche d'un site pour l'étude des relations nappe-rivière s'est faite sur l'ensemble du bassin versant. Pour pouvoir instrumenter le terrain et faire des suivis réguliers, il était nécessaire de choisir un endroit où le lit de la rivière est accessible, tout en conservant des caractéristiques hydrodynamiques représentatives du bassin versant. Du fait de la grande anthropisation du cours d'eau, il existe de nombreux freins à l'écoulement, sous la forme de biefs, barrages, moulins et autres ouvrages hydrauliques. Ces ouvrages ont un impact très fort sur les écoulements et donc sur les échanges que l'on peut observer au sein de la zone hyporhéique. Certains ouvrages sont responsables de la multiplication des bras de l'Essonne, naturels ou artificiels. On cherche à mettre en évidence le fonctionnement naturel du cours d'eau et sa réponse à des événements ponctuels. Il faut donc s'assurer de se placer sur une section entre deux ouvrages, afin de considérer un environnement plus calme.

Un autre problème qui se retrouve sur la majorité de la rivière est son envasement important. En effet, une importante proportion de la section mouillée est couverte d'un envasement pouvant atteindre plus d'un mètre d'épaisseur. Ce phénomène est courant dans les zones entre les ouvrages hydrauliques où l'eau est ralentie et la pente plus faible. Or un envasement du lit empêche de mettre en place des dispositifs de mesures dans la zone hyporhéique. Enfin, le dernier problème concerne le volet de modélisation qui doit être réalisé. Le choix de la zone devra prendre en compte les exigences de la modélisation afin de faciliter la construction et l'utilisation du modèle hydrogéologique 3D. Un modèle physique est basé sur le calage de ses paramètres sur un jeu de données issu du terrain. Or, pour être efficace, le modèle doit être le plus simple possible tout en représentant au mieux la réalité. Pour cela, la zone à modéliser doit être la plus simple possible d'un point de vue hydrologique. Ainsi, on choisira un tronçon de rivière le plus linéaire possible, et dont le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique est simple.

Après la prospection de plusieurs sites d'étude potentiels, le choix s'est porté sur un tronçon de rivière sur la commune de Courdimanche-sur-Essonne, au lieu-dit l'île Ambart (Figure 3-6). Ce site est caractérisé par la présence d'une île séparant l'Essonne en deux bras. Le bras gauche est plus profond et son débit est plus important que le bras droit. Il est également fortement envasé sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, ce qui ne permet pas d'y accéder. En revanche, le bras droit comporte une zone non-ensavée, sur plusieurs dizaines de mètres de longueur, mise en évidence sur le schéma de la Figure 4-1. Cette zone se situe sur une "butte" topographique, où le lit remonte pour former une sorte de plateau d'une trentaine de mètres de long, sur lequel l'épaisseur de la tranche d'eau diminue jusqu'à 30 à 40 centimètres. En amont et en aval, l'ensavement de la rivière ne permet pas de circuler au-delà de la limite imposée par la remontée topographique.

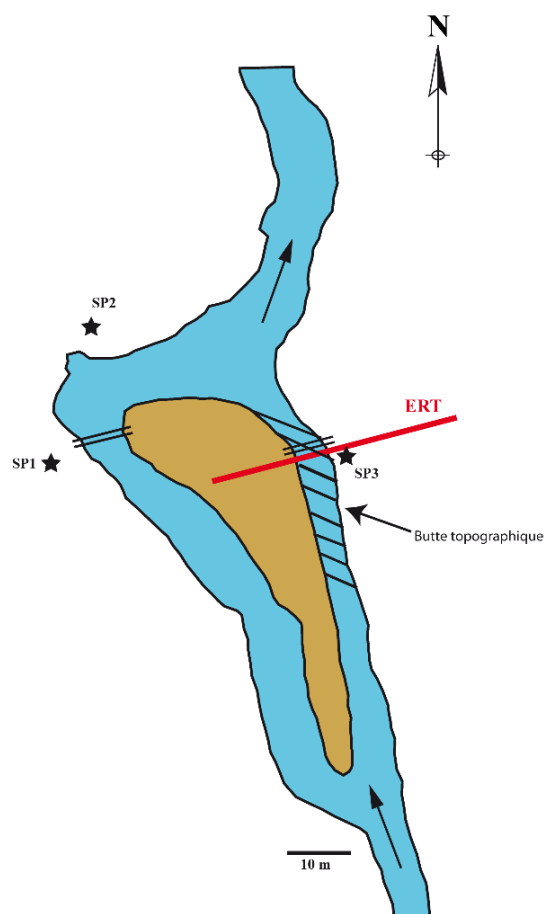


Figure 4-1 : Représentation de l'île Ambart. La zone sans vase sous la forme d'une butte au fond du lit de la rivière est représentée par des hachures. Les forages sont représentés par des étoiles, le profil ERT par une ligne rouge.

Cette configuration de la rivière permet à la vitesse de l'eau d'augmenter au sommet de ce plateau, et donc de limiter l'envasement. Cette zone, bien que située à un endroit où la rivière se dédouble, présente un grand nombre d'avantages pour l'équipement et le suivi des paramètres hydrodynamiques de la rivière et de la zone hyporhéique (Figure 4-2). De plus, deux passerelles situées au-dessus de chacun des bras permettent d'accéder facilement aux berges et à l'île.

II-GÉOLOGIE

II.1-INTRODUCTION

Sur la carte géologique (Figure 3-6), on peut voir que l'île Ambart est située dans la partie du bassin où les sables de Fontainebleau affleurent dans la vallée, entre les calcaires de Brie et les calcaires d'Etampes. On rappelle que ces trois formations sont poreuses et perméables et contiennent la nappe de Beauce, d'envergure régionale. Le site d'étude se situe sur une formation contenant la nappe qui est fortement drainée par la rivière. Dans le cadre de l'étude des relations nappe-rivière, nous sommes en présence d'une relation classique où une entité hydrogéologique alimente les eaux de surface. Ceci est particulièrement vrai au sein de ce bassin versant dans la formation des sables de Fontainebleau (cf. chap.3-B).



Figure 4-2 : Vues du site de l'île Ambart en février 2015. En haut à gauche, vue depuis l'aval de l'île et la confluence entre les deux bras.
En haut à droite, vue de l'amont de l'île. En bas, vue de la passerelle au-dessus du bras droit, où est située la zone d'étude.

II.2-LOGS GÉOLOGIQUES/SONDAGES

Lors d'une campagne de prospection géotechnique dans le cadre de la construction des passerelles au-dessus de l'Essonne, trois logs géologiques (localisés sur la Figure 4-1) ont été réalisés sur le site de l'île Ambart par un prestataire commandité par le SIARCE (Figure 4-3 et Figure 4-4).

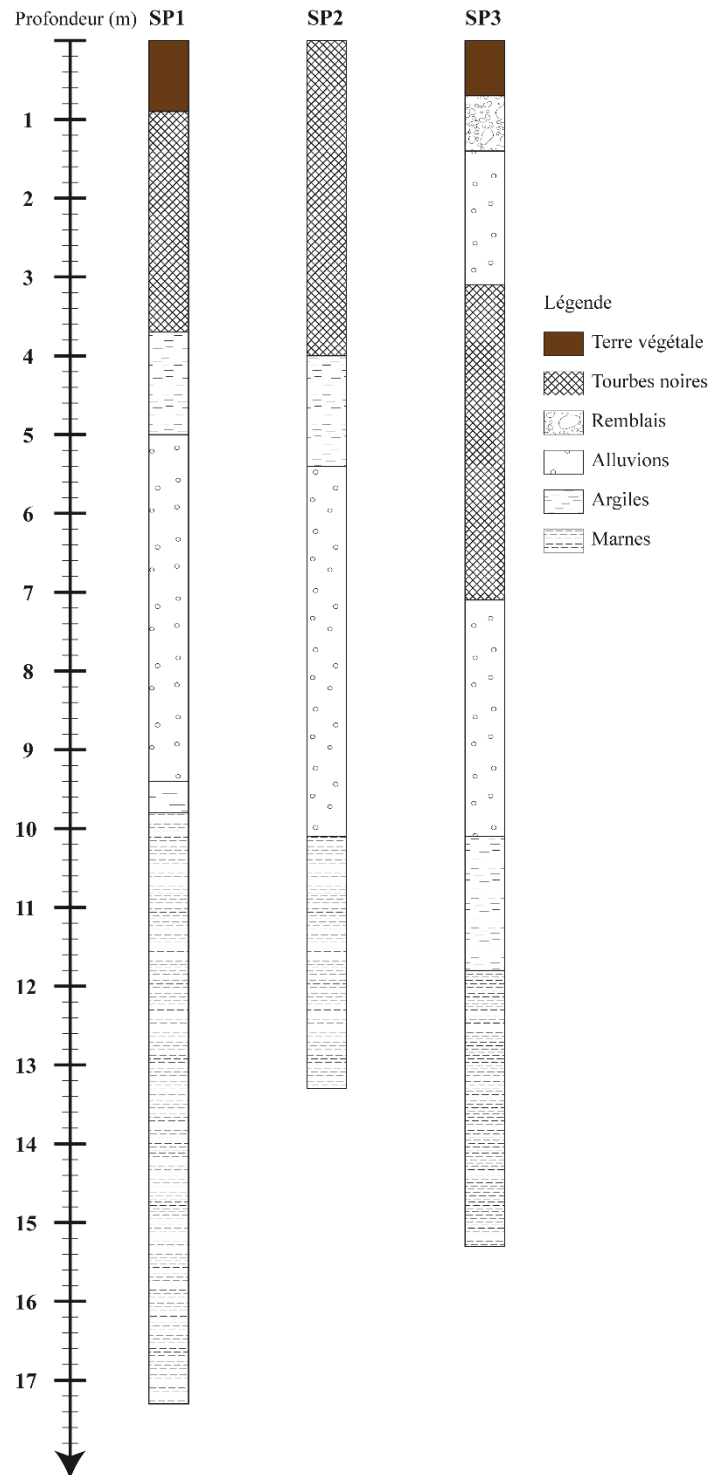


Figure 4-3 : Schémas des trois logs effectués en 2005 sur le site de l'île Ambart (données issues du rapport BS consultants pour le SIARCE, Guzik, 2005).

La carte géologique indique théoriquement que la formation principale supportant la nappe correspond aux calcaires de Brie. Or, sur les sondages, seules les formations superficielles apparaissent jusqu'à une profondeur dépassant les 15 mètres. Sur les trois sondages effectués, les formations qui ressortent sont similaires, ce qui indique une certaine continuité dans les formations sur l'ensemble de la zone. Les formations les plus superficielles sont constituées par de la terre végétale d'épaisseur inférieure à 1 mètre, suivie par des tourbes d'environ 3,5 mètres d'épaisseur. Ces tourbes se présentent sous la forme d'une matière très noire, contenant

plusieurs faciès très riches en végétaux et racines à des stades de dégradation différents. Le dégagement d'une odeur caractéristique de soufre indique la présence de matière organique en décomposition. Les prélèvements effectués à la tarière ont aussi mis en évidence que la limite de saturation se situe dans ces tourbes. Seul le forage SP3 montre la présence au-dessus de la formation tourbeuse d'un niveau d'un mètre d'épaisseur environ composé d'alluvions et de remblais anthropiques issus du remaniement du terrain lors de la construction des anciennes passerelles. Ces remblais sont présents de façon très hétérogène sur le terrain. Ils recouvrent en partie la surface de l'île Ambart, sous la terre végétale. Ces remblais sont composés d'un mélange de terre, d'alluvions issues du lit de l'Essonne, de sable et de fragments de roches pouvant aller de quelques centimètres à plusieurs décimètres. Les roches sont principalement calcaires, mais aussi d'origine anthropique comme des morceaux de briques ou de tuiles.

Sous la tourbe, on peut observer des lentilles d'argile de faible épaisseur, dont la répartition est très hétérogène. On retrouve ensuite des alluvions récentes et anciennes issues du passage de l'Essonne dans la vallée. Elles sont assez caillouteuses, d'une granulométrie très hétérogène allant de la particule argileuse à des fragments de roches. Enfin, des formations plus marneuses sont situées dans la partie la plus profonde des sondages effectués. Ces marnes peuvent probablement être associées à la formation du substratum du bassin versant, représenté par les argiles vertes du Bartonien. La formation aquifère de la Beauce est donc ici en fond de vallée uniquement représentée par des formations superficielles.

Afin de confronter les logs réalisés sur les berges, un profil topographique du terrain a été mesuré de façon à identifier les formations situées sous la rivière. Des points ont été réalisés tous les 50 cm en traversant la rivière depuis l'île Ambart jusqu'à la rive droite (localisation Figure 4-1, résultats Figure 4-4).

Les trois sondages ont été faits sans nivellement préalable. De plus, le transect de part et d'autre du bras gauche n'a pas pu être réalisé à cause de l'envasement trop important du fond et de l'épaisseur de la tranche d'eau. Seul l'emplacement du forage SP3 a pu être nivelé lors du tracé de ce profil topographique à l'aide d'un tachéomètre (Figure 4-4). Les deux autres forages ont aussi été indiqués à la même échelle pour comparaison. Les forages SP1 et SP2 ont été réalisés de l'autre côté de l'île, rive gauche. Les forages de part et d'autre de la rivière présentent une couche de terre végétale plus ou moins épaisse. Seul le forage SP3 présente un faciès composé par des remblais. Si l'on compare les épaisseurs des formations les plus superficielles avec le profil de la rive droite, les forages SP1 et SP2 indiquent que sous la rivière la formation dominante est vraisemblablement de la tourbe. En revanche le log SP3, bien positionné sur le profil, indique la présence sous la terre d'une couche de remblais. Ce profil se situe à proximité immédiate de la passerelle, dont la construction a provoqué le remaniement des terrains adjacents. L'observation visuelle du lit de la rivière au niveau de la passerelle et donc de la zone d'étude indique la présence d'un lit très régulier, avec une section mouillée quasiment rectangulaire. Le fond du lit est très caillouteux, composé d'un mélange d'alluvions actuelles et de fragments de roches d'origine allogène ou autochtone. Le lit de la rivière est donc vraisemblablement composé d'une certaine épaisseur de remblais et d'alluvions de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur au-dessus d'une couche de tourbes.

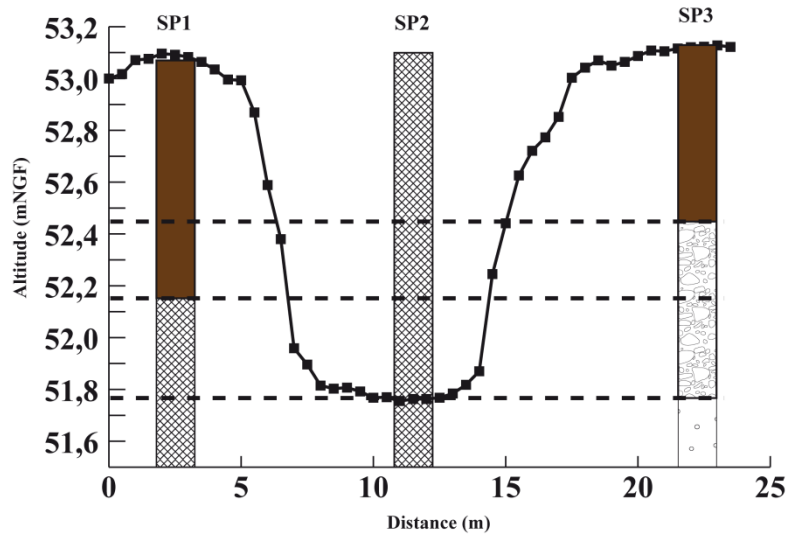


Figure 4-4 : Comparaison entre les relevés géologiques issus des sondages et la topographie de la rivière du bras droit de l'Essonne au niveau de l'île Ambart.

Sous la passerelle, un ensemble de pierres de taille pluri décimétrique forme un barrage partiel à l'écoulement (Figure 4-5). La tranche d'eau à cet endroit est minimale sur l'ensemble de la zone, d'une trentaine de centimètres en l'absence de crue. Cet ensemble de pierres est d'origine anthropique et date vraisemblablement de la reconstruction de la passerelle, qui enjambe la rivière. À proximité immédiate de la passerelle sur la rive droite, on trouve une margelle constituée de pavés de grès. Les travaux d'aménagement de la passerelle ont pu produire une certaine quantité de matériaux qui ont ensuite été laissés sur place (Figure 4-6).



Figure 4-5 : Photographie du barrage anthropique créé sous la rivière.

Le lit de la rivière très caillouteux a rendu impossible la réalisation de sondages à la tarière au niveau du lit. En revanche, la mise en place des dispositifs de mesure a permis d'identifier un premier faciès d'une trentaine de centimètres très induré et hétérogène, pouvant correspondre à la couche superficielle d'alluvions et de remblais. Ensuite, une zone beaucoup plus meuble a été identifiée comme pouvant être de la tourbe. On peut

donc en conclure que les formations sous la rivière semblent bien en accord avec ce qui a été observé au sein des différents sondages. Le lit en lui-même est constitué par une couche de remblais et d'alluvions de quelques dizaines de centimètres, donc moins épaisse que sur la berge au niveau du sondage SP3. Cette couche recouvre des tourbes d'une épaisseur inconnue, mais probablement proche de 4 à 5 mètres comme indiqué dans les deux autres forages, SP1 et SP2.



Figure 4-6 : Cartes postales anciennes de la ville de Courdimanche-sur-Essonnes montrant les anciennes passerelles (à gauche) et l'île Ambart (à droite) (source : <https://www.delcampe.net>).

II.3-PROFIL DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉ SUR LE SITE

Lors d'une des campagnes de prospection sur le site, un profil de tomographie de résistivité électrique a été réalisé, au niveau du bras droit de l'île Ambart (Figure 4-1 et Figure 4-7). Un dispositif de 48 électrodes, espacées de 1 m, a été placé transversalement à la rivière, entre les deux berges. Ainsi, une image de la résistivité du sous-sol a pu être comparée avec les logs réalisés précédemment sur le terrain (Figure 4-8). Pour ces profils, la topographie des électrodes n'a pas pu être prise en compte faute de temps pour l'acquisition des données. La rivière est située au centre des profils, entre 18 et 26 m.

Les profils réalisés en configuration Dipôle et Wenner montrent une grande similitude. On peut distinguer assez nettement trois zones. Une zone assez résistante est comprise entre 10 et 25 m, sur la partie gauche du profil, puis entre 30 et 40 m, sur une profondeur de 1 à 3 m. En surface, sur la partie centrale du profil, on note une zone de résistivité très faible, inférieure à 20 Ωm . Le reste du profil est constitué par une zone plus homogène d'environ 40 Ωm . Ces données ont été utilisées précédemment pour construire le modèle direct afin de tester les conditions aux limites lors de l'inversion. Si l'on compare les logs réalisés précédemment sur le site, on peut associer chaque zone à une lithologie présente sur le terrain. On peut voir alors que les zones plus résistantes sont associées à de la terre végétale et à des remblais, alors que les alluvions et la tourbe ont des résistivités plus faibles, comprises entre 10 et 40 Ωm . Une zone de remblais plus importante est située sur la rive gauche du bras droit de l'Essonne, au niveau de l'île Ambart même. Cette zone se poursuit sous une partie de la rivière, sur une épaisseur comprise entre 1 et 2 m. Une zone de résistivité bien plus faible est présente au niveau du lit de l'Essonne, sur une profondeur de 50 cm à 1 m. Cette zone présente avant tout une valeur significativement plus faible à cause de la présence d'une tranche d'eau au-dessus des blocs situés à cet endroit, ce qui produit l'apparition d'une sorte de "zone tampon" sous la rivière, comme cela a été démontré dans le chapitre 2.

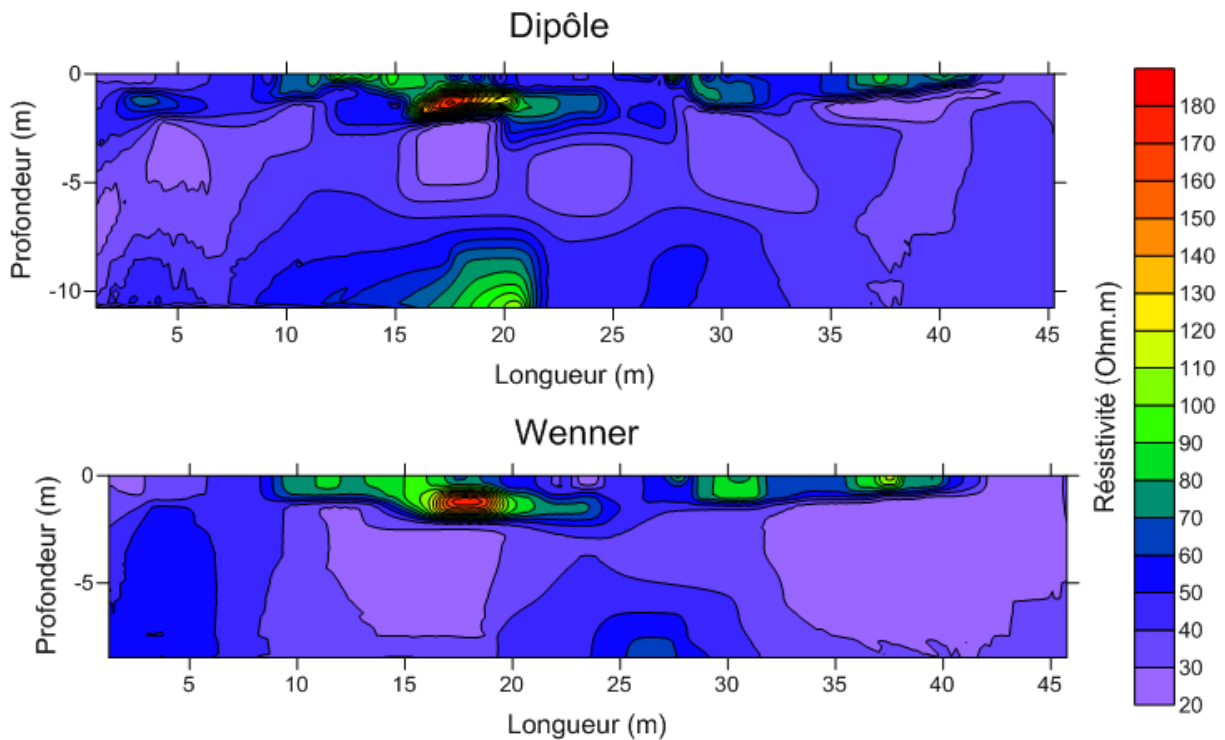


Figure 4-7 : Profils de tomographie électrique réalisés sur le site de l'île Ambart en mai 2015.

En conclusion, il existe un signal de résistivité assez variable sur le site en régime permanent, avec des valeurs comprises entre 10 Ω m et plus de 150 Ω m. Il s'avère donc difficile de suivre l'évolution de ces profils lorsque les conditions hydrodynamiques ou physico-chimiques de la rivière sont modifiées. C'est pourquoi, par la suite, on présentera des suivis en termes de différences de résistivité par rapport à un profil de référence réalisé avant le début des expériences de terrain. La tomographie de résistivité électrique apporte de précieux renseignements sur la géométrie du sous-sol dont :

- i. La calibration des valeurs de résistivité ;
- ii. La mise en évidence de la répartition spatiale en 2D des formations ;
- iii. La corrélation avec les données issues des sondages.

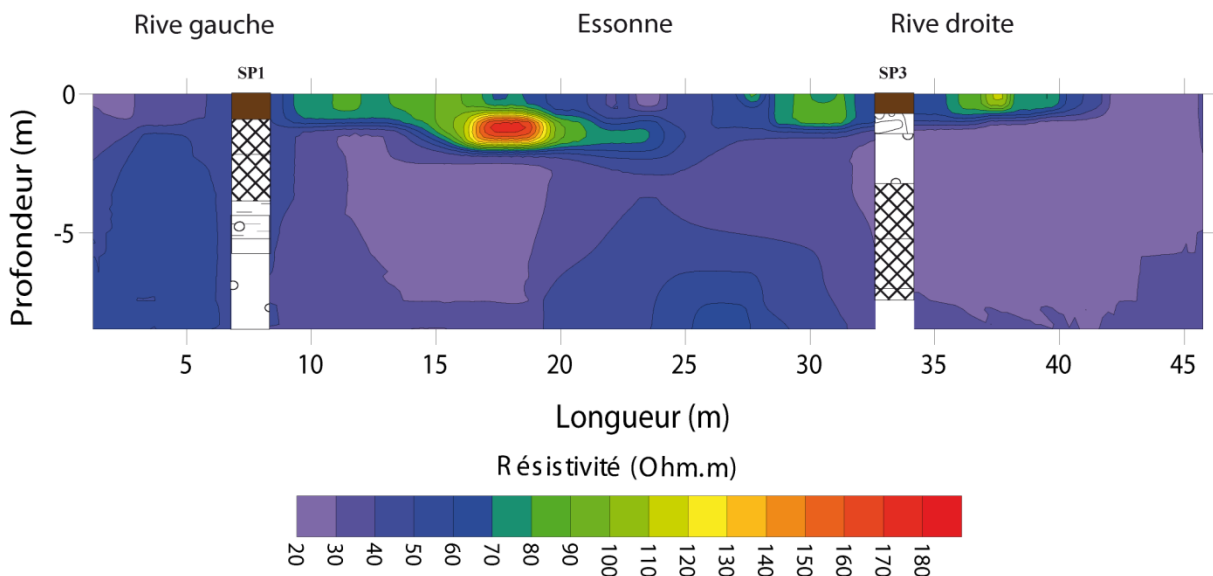


Figure 4-8 : Mise en relation entre les relevés lithologiques et le profil électrique réalisé sur le site de l'île Ambart.

B-DESCRIPTION DES INSTALLATIONS MISES EN PLACE SUR LE TERRAIN

Pour les mesures au sein de la zone hyporhéique, le tronçon de rivière du site d'étude a été instrumenté à l'aide de plusieurs dispositifs, pour un suivi à court ou moyen terme. Certaines installations sont ponctuelles, d'autres sont mises en place de façon plus pérenne et peuvent être réutilisées.

I-PIÉZOMÈTRES DE RIVIÈRE

Afin de suivre de façon très précise la dynamique de la rivière, deux tubes ont été implantés en amont et en aval de la zone d'étude dans le lit de la rivière. Ils sont crépinés sur toute leur longueur au contact de la rivière. D'un diamètre de 7 cm et constitués par des sections de tubes en PVC, ils peuvent être équipés de sondes CTD ou de Diver et sont implantés de façon permanente. Ils ont été enfoncés dans le lit de la rivière à l'aide d'une masse. Par la suite, ils seront dénommés "piézomètres de rivière". Le premier est implanté sous la passerelle, en aval de la zone d'étude (Figure 4-9). L'autre est situé en amont, dans une zone plus envasée et plus profonde, où il dépasse à peine de la surface. Ils ont été mis en place début 2015. Lors de l'été 2015, le piézomètre situé en aval a été dégradé par un animal, mais est resté en place et a donc pu être réutilisé en 2016.



Figure 4-9 : Photographie de l'un des piézomètres placés en aval de la zone d'étude, sous la passerelle.

Un autre piézomètre a été installé début 2016 dans la rivière, mais au sein de la zone hyporhéique, crépiné sur 5 cm et situé à 30 cm de profondeur. Ce piézomètre a pu servir lors d'une campagne de terrain, mais a été emporté par la crue ayant eu lieu fin mai 2016.

II-TUBES DE PRÉLÈVEMENTS MULTI-NIVEAUX

Un des objectifs de cette thèse était de mettre en place un suivi de la dynamique de la zone hyporhéique. Une partie de la caractérisation et du suivi devait être effectuée grâce à des prélèvements d'eau directement au sein de la zone hyporhéique. Comme cela a été défini dans le premier chapitre, la profondeur de la zone hyporhéique peut se définir comme la limite où se mélangent au moins 10% d'eau de surface avec de l'eau souterraine. Cette définition est basée sur la caractérisation géochimique des deux masses d'eau. Pour cela, des tubes de prélèvements multi-niveaux ont été installés dans le lit de l'Essonne à proximité de la passerelle sur le site de l'île Ambart.

Ils sont constitués par un tuyau de plastique souple d'un centimètre de diamètre autour duquel sont fixés des tubes de téflon d'un diamètre inférieur (3 mm). Les extrémités de ces tubes sont terminées soit par une crépine, soit par un rhizon (sorte de bougie poreuse miniature en céramique qui permet de prélever de l'eau tout en la filtrant). Ces tubes permettent de prélever de l'eau porale à différentes profondeurs directement au sein de la zone hyporhéique (Figure 4-10). Ce système a été réalisé en plusieurs exemplaires et enfoncé grâce à un tube métallique et un marteau (Figure 4-11). L'autre extrémité des tubes est fermée par un bouchon de plastique et de téflon afin que les tubes restent opérationnels d'une campagne de mesures à l'autre.

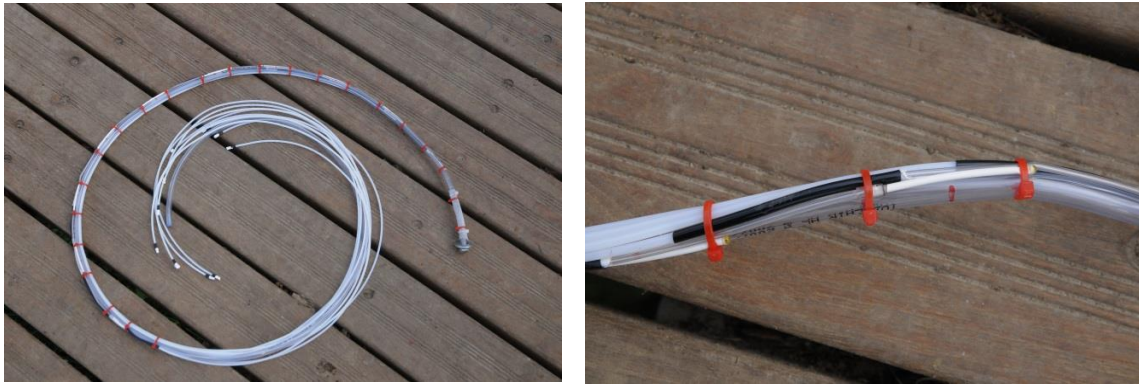


Figure 4-10 : Photographie de l'un des tubes de prélèvements multi-niveaux et zoom sur l'une des extrémités des tubes où est fixé un rhizon.



Figure 4-11 : Mise en place du système à l'aide d'un marteau-manchon. À droite, vue des tubes une fois installés au fond de la rivière.

Une fois mis en place, les tubes dépassant du lit de la rivière peuvent être laissés sur le fond du lit entre deux campagnes. Ce système a été installé plusieurs semaines avant les campagnes de prélèvements afin de laisser aux sédiments le temps de se consolider à nouveau autour des tubes. Les dispositifs contiennent entre 10 et 13 tubes de prélèvements, espacés tous les 10 cm (Figure 4-12).

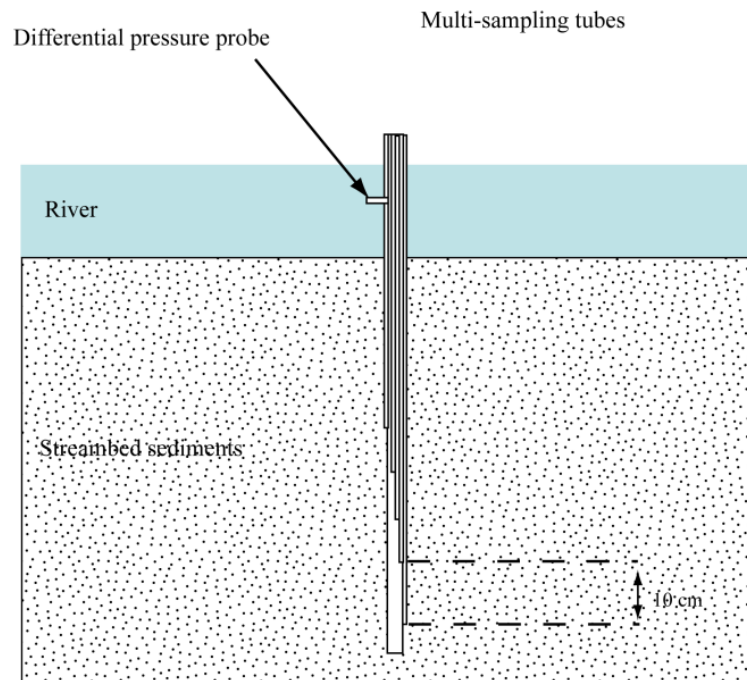


Figure 4-12 : Schéma de l'un des tubes de prélèvements multi-niveaux.

Une fois le site équipé, différentes sortes de piézomètres sont à disposition :

- i. Des piézomètres de rivière pouvant être équipés de sondes CTD ou Diver ;
- ii. Des tubes de prélèvements multi-niveaux insérés dans les sédiments de rivière à différentes profondeurs selon les campagnes ;
- iii. Des piézomètres de bordure situés à proximité immédiate de la rivière sur les berges (à 1 ou 2 mètres).

III-INSTALLATION DES CAPTEURS DE PRESSION DIFFÉRENTIELLE

Pour caractériser les gradients de pression au cours du temps dans les sédiments et pour les comparer aux mesures faites dans la rivière, des capteurs de pression différentielle ont été mis en place. Ces capteurs ont été fabriqués au laboratoire et calibrés afin de mesurer une différence de pression entre leurs deux extrémités, via une variation de tension. Le tube installé au centre du dispositif multi-niveaux a été utilisé pour brancher certains de ces capteurs, tandis que d'autres ont été installés sur des tubes dédiés, à une profondeur comprise entre 30 et 100 cm de profondeur. L'objectif est de déterminer la différence de pression, et donc la variation de la charge hydraulique entre la rivière et les sédiments de son lit.

On rappelle qu'en théorie, les isopièzes se répartissent de part et d'autre des berges d'une rivière, et se rejoignent sous le lit, dans le cas d'une nappe drainée par la rivière comme c'est le cas ici. La charge hydraulique augmente sous la rivière avec la profondeur (Figure 4-13).

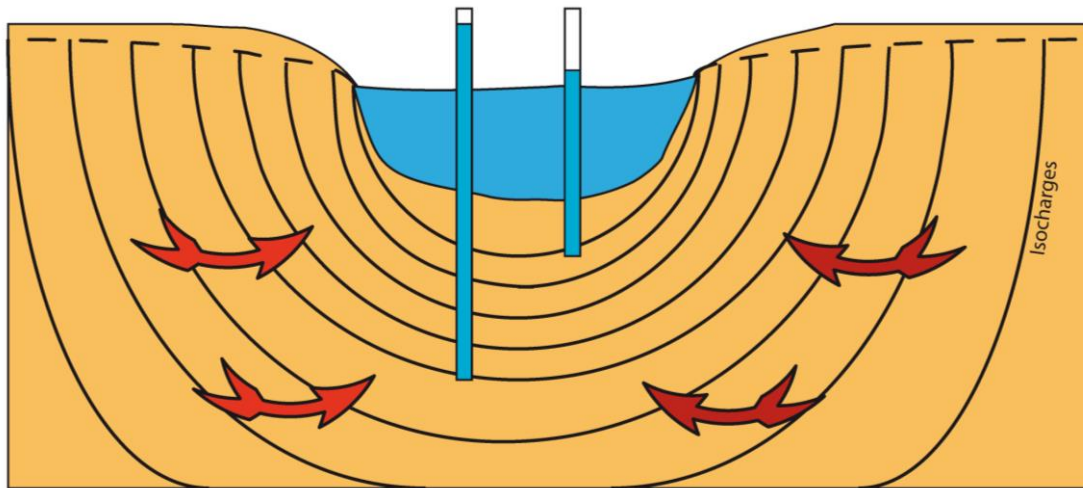


Figure 4-13 : Représentation schématique de la répartition des isopièzes sous une rivière lorsque la nappe alimente la rivière dans le cas d'un milieu perméable et homogène.

Les capteurs ont été installés lors de plusieurs campagnes. Certains ont été laissés pendant des périodes plus ou moins longues pour effectuer des tests en conditions réelles. Deux capteurs ont été emportés par la crue survenue en mai 2016. D'autres se sont révélés défectueux et les résultats sont souvent difficiles à interpréter. Ils seront présentés dans la partie consacrée aux résultats des expériences menées sur le site.

Les capteurs sont lestés par des plaques de fer et placés dans des boîtes hermétiques (Figure 4-14). Une de leurs extrémités est branchée à un tube souple inséré à différentes profondeurs dans la zone hyporhéique et l'autre extrémité est laissée libre pour mesurer la pression dans la rivière.



Figure 4-14 : Calibration des capteurs de pression au laboratoire et mise en place des capteurs dans une boîte étanche. L'une des extrémités est reliée à la rivière, l'autre à un tube inséré dans le sédiment. En bas, vue des capteurs une fois installés au fond du lit de la rivière.

I-GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

Avant de réaliser des expériences en conditions dynamiques, une première caractérisation de l'eau dans la zone hyporhéique a été faite en conditions naturelles du cours d'eau. Dans un premier temps, des échantillons issus des tubes de prélèvements multi-niveaux ont été comparés avec les eaux issues de la rivière Essonne et avec celles de la nappe.

I.1-CARACTÉRISATION DES EAUX DE LA ZONE HYPORHÉIQUE

Les eaux de l'Essonne au niveau de l'île Ambart sont très similaires aux eaux de surface prélevées sur le profil en long et présentant un profil bicarbonaté-calcique (Figure 4-15). On peut mettre en évidence trois groupes d'échantillons : le groupe des eaux de surface, le groupe des eaux souterraines, et le groupe de la zone hyporhéique. Toutes ces eaux ont un faciès de type bicarbonaté-calcique. À l'exception d'un point de la zone hyporhéique très proche des eaux de surface, les trois groupes sont placés sur une ligne. Étonnamment, la position des pôles ne se fait pas entre les eaux de surface et les eaux souterraines, avec la zone hyporhéique au centre. Ici, ce sont les eaux de la nappe de Beauce qui sont situées entre les points de la zone hyporhéique et les eaux de surface. Bien que ces eaux aient le même faciès, l'équilibre géochimique et les concentrations en éléments majeurs ne sont pas les mêmes dans ces différents groupes. Sur le diagramme, les eaux sont situées dans la même zone dans le triangle des cations majeurs, mais diffèrent par leurs concentrations en anions comme le sulfate, le chlorure et le nitrate.

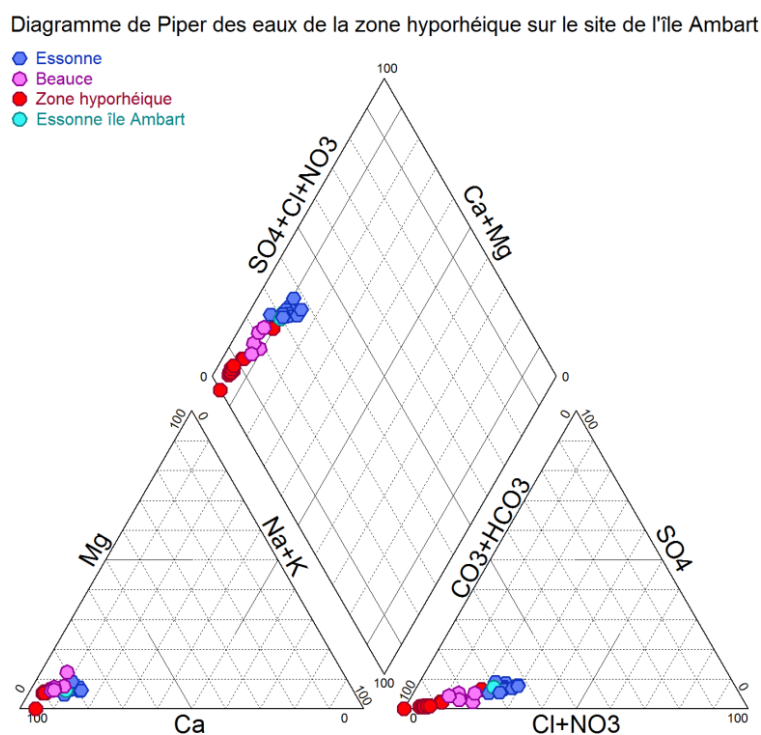


Figure 4-15 : Diagramme de Piper des eaux issues de la zone hyporhéique et de l'Essonne sur le site de l'île Ambart et comparaison avec les eaux de la nappe de Beauce.

Si l'on trace le diagramme de Schöeller de ces mêmes échantillons, on retrouve les différences observées entre les eaux issues de la zone hyporhéique, de la Beauce et de l'Essonne (Figure 4-16). Les plupart des éléments

montrent des concentrations avec des différences notables : le sodium/potassium, le chlorure, le sulfate, les carbonates et le nitrate. Ce dernier est très peu présent dans la majorité des eaux issues de la zone hyporhéique. En dehors des ions carbonates/bicarbonates et le calcium (dépassant les 200 à 300 mg/l), la zone hyporhéique a des concentrations plus faibles que les eaux de surface ou les eaux de nappe pour la plupart des éléments. Le déficit en certains anions/cations de la zone hyporhéique semble compensé par une augmentation de la concentration en calcium ou bicarbonates.

On notera que dans le cas du chlorure, les échantillons de la nappe de Beauce issus des données de la banque en ligne ADES fournissent une concentration assez variable. Si l'on considère la concentration la plus faible, on retrouve l'ensemble des eaux de la zone hyporhéique entre le pôle des eaux de la nappe de Beauce et les eaux de surface. En général, on considère cet élément chimique comme relativement inerte car il n'intervient dans aucune des réactions biogéochimiques pouvant avoir lieu au sein de la zone hyporhéique, dans les eaux de surface ou les eaux souterraines. Il sera souvent utilisé par la suite comme traceur conservatif des eaux de surface au sein de la zone hyporhéique.

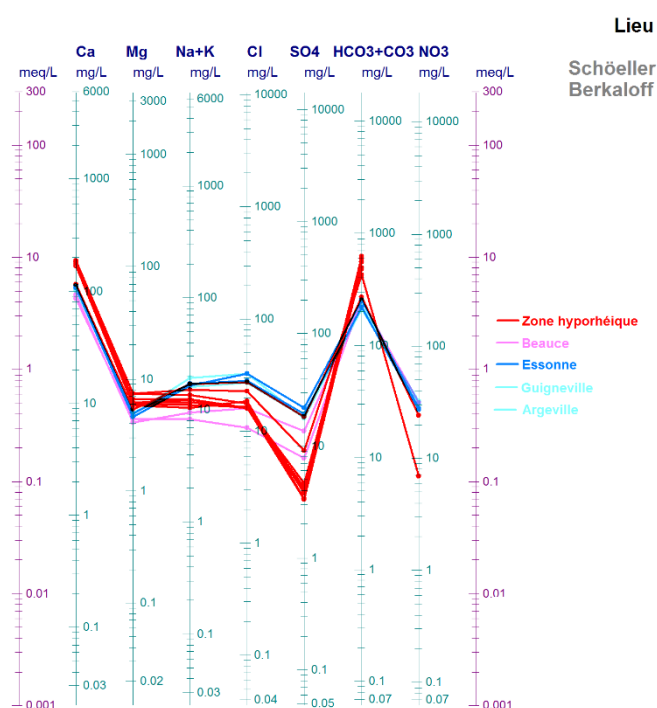


Figure 4-16 : Diagramme de Schöeller des eaux issues de la zone hyporhéique, la nappe de Beauce et l'Essonne sur le site de l'île Ambart et à d'autres endroits du bassin versant.

I.2-INDICES DE SATURATION

Le calcul des indices de saturation met en évidence des valeurs différentes pour les eaux de surface et les eaux issues de la zone hyporhéique. Les balances ioniques calculées sont correctes (inférieures au seuil des 10%) et indiquent que les principaux éléments chimiques mesurés sont suffisants pour expliquer la minéralisation complète des eaux (Tableau 4-1). Les indices de saturation de la calcite/aragonite sont nettement plus faibles pour les eaux de la zone hyporhéique, alors que les autres indices sont similaires, en sous-saturation. Ces eaux sont donc moins saturées en calcium et en bicarbonates compte tenu de leur pH et de leur température. De plus, la pCO_2 est nettement plus forte dans les eaux porales que dans les eaux de surface. On est donc en présence d'un milieu enrichi en CO_2 par rapport à l'atmosphère. Cet état peut être dû à des phénomènes de respiration de la faune et de la flore dans la zone hyporhéique. Ainsi, lors de l'implantation de certains dispositifs de mesure, des bulles de gaz ont été aperçues remontant à la surface. On retrouve les caractéristiques principales de la zone hyporhéique, dont celle qui la définit comme un environnement

favorable à la vie. Les réactions de dégradation de la matière organique, comme cela se produit au sein de la tourbe, produisent effectivement du CO₂, ce qui peut expliquer la présence de valeurs aussi élevées par rapport aux eaux de surface.

Échantillon	Libellé	Bal. Ion. (%)	IS calcite	IS Aragonite	IS Dolomite	IS Gypse	Is Anhydrite	pCO ₂ (log)
14/04/15								
P1t1	ZH	7	0,48	0,33	-0,62	-1,98	-2,21	-2,02
P1t2	ZH	9	0,43	0,29	-0,70	-2,15	-2,38	-1,40
P1t3	ZH	-2	0,39	0,24	-0,84	-2,51	-2,73	-1,01
P1t4	ZH	-2	0,40	0,26	-0,80	-2,57	-2,78	-1,00
P1t5	ZH	-5	0,35	0,21	-0,94	-2,50	-2,72	-0,97
P1t6	ZH	1	0,34	0,19	-0,95	-2,47	-2,68	-1,01
P1t7	ZH	7	0,22	0,07	-1,21	-2,43	-2,64	-1,03
P1t8	ZH	4	0,08	-0,06	-1,50	-2,58	-2,80	-0,90
P1t9	ZH	3	0,29	0,15	-1,10	-2,57	-2,80	-1,13
P1t10	ZH	5	-0,06	-0,20	-1,80	-2,60	-2,84	-1,08
Essonne	Essonne	12	0,96	0,82	0,30	-1,96	-2,20	-2,74
21/04/15								
P1t1	ZH	-1	0,43	0,29	-0,70	-1,97	-2,19	-1,91
P1t2	ZH	1	0,35	0,20	-0,87	-2,22	-2,45	-1,38
P1t3	ZH	-2	0,36	0,21	-0,92	-2,64	-2,87	-1,17
P1t4	ZH	-4	0,28	0,13	-1,09	-2,64	-2,86	-1,06
P1t5	ZH	0	0,25	0,11	-1,11	-2,62	-2,84	-1,06
P1t6	ZH	2	0,26	0,12	-1,12	-2,65	-2,87	-1,09
P1t7	ZH	2	0,12	-0,02		-2,61	-2,83	-1,07
P1t8	ZH	7	0,04	-0,11	-1,60	-2,62	-2,85	-1,11
P1t9	ZH	-11	0,19	0,05	-1,27			-0,96
P1t10	ZH	4	0,20	0,05	-1,25			-1,15
Essonne	Essonne	2	0,99	0,84	0,39	-1,93	-2,15	-2,60

Tableau 4-1 : Tableau récapitulatif des balances ioniques et des indices de saturation pour les échantillons prélevés dans l'Essonne et la zone hyporhéique sur le site de l'île Ambart. Les échantillons de la zone hyporhéique sont numérotés avec une profondeur croissante.

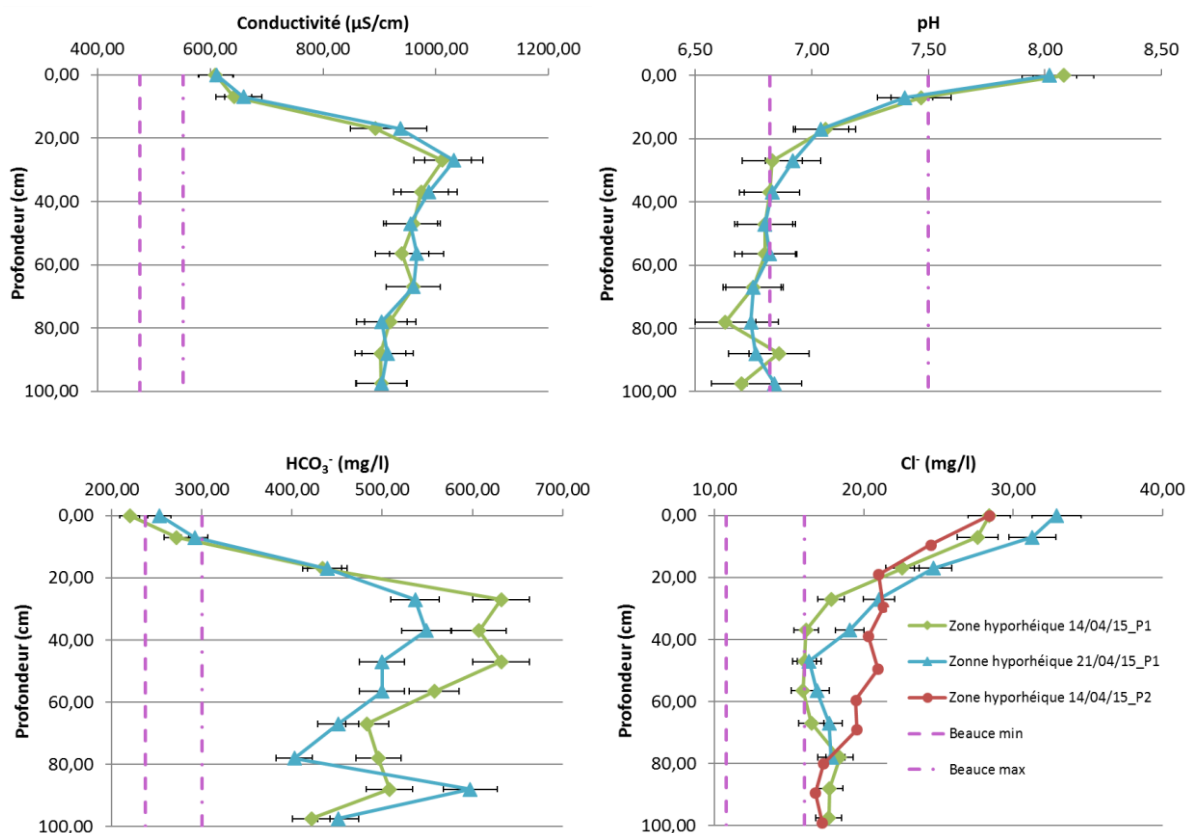
I.3-ÉVOLUTION DES PROFILS DES ÉLÉMENTS MAJEURS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR

Pour se rendre compte de la variabilité verticale entre la surface et le lit de la rivière, on peut retracer l'évolution verticale des concentrations en éléments majeurs selon la profondeur (Figure 4-17).

Les deux campagnes de terrains réalisées en avril 2015 ont été faites alors que la rivière présentait des conditions "standard", soit une hauteur d'eau moyenne au niveau de la zone d'étude de 40 centimètres. Le point situé à une profondeur de 0 centimètre correspond à de l'eau prélevée dans la rivière. Les paramètres physico-chimiques indiquent que les conditions ne sont pas les mêmes dans la rivière et dans la zone hyporhéique. Ainsi, la conductivité passe d'une valeur moyenne de 600 µS/cm dans la rivière à près de 1000 µS/cm à partir de 30 cm de profondeur. À l'inverse, le pH diminue entre la rivière et la zone hyporhéique. D'une semaine sur l'autre et en conditions permanentes, l'ensemble des résultats sur les ions majeurs est similaire, ce qui indique que la zone hyporhéique se trouve en conditions d'équilibre.

Les concentrations en anions et cations majeurs évoluent entre la rivière et la zone hyporhéique : certains présentent une concentration qui augmente avec la profondeur alors que d'autres au contraire voient leur concentration diminuer. Ainsi, les ions bicarbonate, potassium, calcium et magnésium présentent une augmentation de la concentration entre celle mesurée dans la rivière et celles mesurées à différentes profondeurs dans les sédiments. La plupart des courbes croissantes présentent une évolution similaire : un maximum atteint entre 20 et 30 centimètres de profondeur puis une stabilisation de la concentration à plus grande profondeur. Les ions chlorure, sulfate et sodium, quant à eux, présentent une diminution de leur concentration entre la rivière et la zone hyporhéique. Il a été impossible de tracer la courbe d'évolution des nitrates, car la plupart des échantillons présentaient une valeur inférieure au seuil de détection. Cependant, les résultats dans la rivière et les premiers centimètres de la zone hyporhéique indiquent que la concentration de nitrates dans la rivière diminue fortement dans la zone hyporhéique, jusqu'à disparaître à partir de 30 centimètres de profondeur. Au niveau de la nappe, on peut retrouver un signal en nitrates non nul sur les échantillons prélevés dans les piézomètres des formations superficielles.

Les zones délimitant les concentrations observées dans la nappe de Beauce montrent que l'on ne peut pas systématiquement relever un passage d'une concentration représentative de la rivière à une concentration représentative de la nappe. Ainsi, la conductivité et la concentration en ions bicarbonate et calcium sont beaucoup plus importantes dans les sédiments que dans la rivière ou dans la nappe de Beauce. Du fait de la diminution du pH dans la zone hyporhéique et de l'augmentation de la concentration en calcium et bicarbonate, on peut penser que la zone hyporhéique présente des conditions favorables à la dissolution du carbonate de calcium. Le calcul des indices de saturation montre également que l'on passe d'un environnement favorable à sa précipitation (avec des indices positifs et relativement élevés) à un environnement plus défavorable. L'augmentation de la conductivité de l'eau porale pourrait donc être expliquée par ce processus de dissolution.



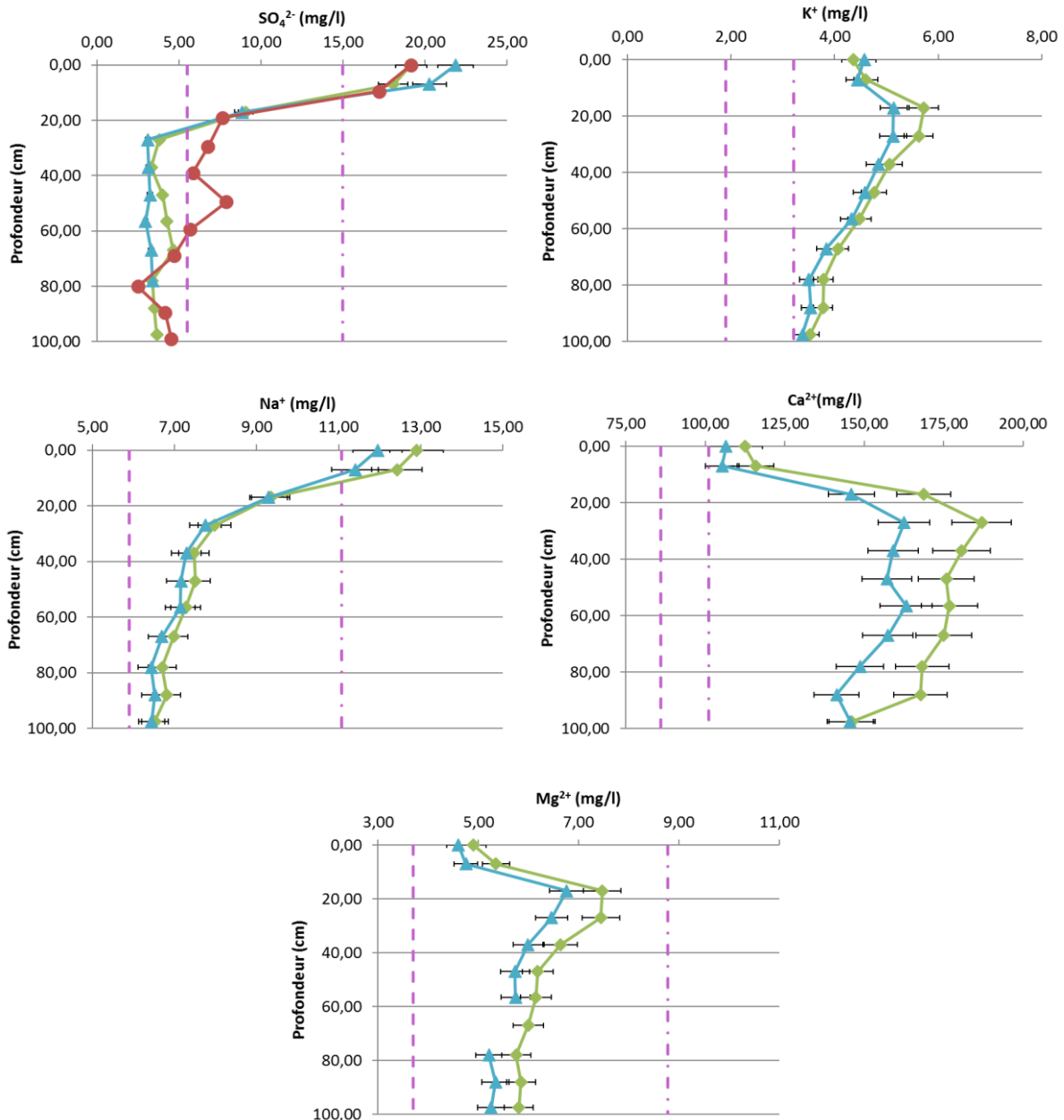


Figure 4-17 : Évolution des principaux paramètres physico-chimiques et concentrations en éléments majeurs et isotopes stables en fonction de la profondeur dans la zone hyporhéique lors de deux campagnes de terrain en avril 2015. Les valeurs minimales et maximales observées dans la nappe de Beauce sont représentées en pointillés roses. Le dispositif P1, prélevé les 14 et 21 avril, est représenté par les courbes vertes et bleues. Le dispositif P2, prélevé uniquement le 14 avril, est représenté en rouge lorsque les informations sont disponibles.

On peut donc mettre en évidence plusieurs processus au sein de la zone hyporhéique en régime permanent. Certains ions sont issus des eaux de surface et se rapprochent d'une concentration de nappe avec la profondeur : le chlorure, le sulfate, le sodium, le potassium et potentiellement les nitrates. Ces éléments sont soit conservatifs, et donc inertes au sein de la zone hyporhéique, soit actifs et sont alors peu à peu dégradés. À l'inverse, les changements de paramètres hydrodynamiques comme le pH provoquent une déstabilisation de l'équilibre géochimique et la mise en solution de certains ions par dissolution des carbonates.

I.4-CONCLUSION

Pour conclure, on peut proposer un certain nombre de processus hydrogéochimiques qui ont lieu au sein de la zone hyporhéique en fonction de la profondeur dont :

- La dénitrification : la réaction de dénitrification a lieu au sein des formations tourbeuses de la zone d'étude. L'odeur caractéristique du sulfure d'hydrogène a pu être sentie sur le terrain dans les formations tourbeuses, ainsi que dans les sédiments du lit de la rivière.
- La dissolution : la dissolution de particules calcaires permet l'augmentation de la concentration en calcium, mais aussi en magnésium, dont le pic de concentration entre 20 et 30 cm de profondeur est similaire sur les deux profils.
- La réduction du sulfate : cet élément est présent dans les premiers centimètres mais sa concentration diminue fortement lorsque la profondeur augmente.
- La respiration/dégradation de la matière organique : dans les formations tourbeuses, cette réaction permet la dégradation progressive de la matière organique en présence d'oxygène. La dégradation n'est pas complète si la quantité d'oxygène devient insuffisante. D'autres réactions anaérobies peuvent alors se mettre en place. Cette réaction s'accompagne en général d'une diminution du pH comme observé ici.

Tous ces éléments sont en accord avec les observations faites sur les différents éléments chimiques. La zone hyporhéique est le siège de nombreuses interactions biogéochimiques, qui modifient l'équilibre et les échanges au sein de cette zone (Figure 4-18). La plupart de ces réactions sont dues aux interactions biogéochimiques, avec un impact majeur de la biodiversité sur les réactions géochimiques possibles.

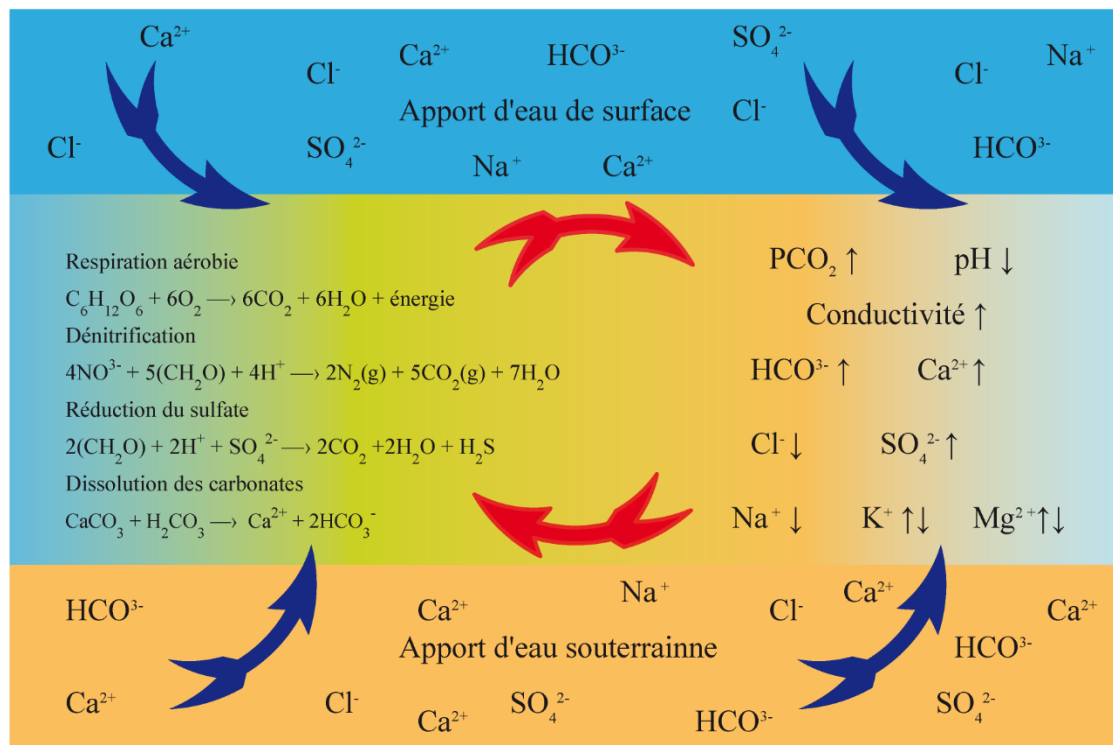


Figure 4-18 : Schéma récapitulatif des principales réactions biogéochimiques ayant lieu au sein de la zone hyporhéique sur notre site d'étude.

II-DONNÉES ISOTOPIQUES

Les mesures des isotopes stables de l'eau ont été faites sur les échantillons issus de la zone et de l'Essonne (Figure 4-19). Le δO^{18} et le δH^2 diminuent depuis la rivière jusqu'à un mètre de profondeur dans le sédiment. L'allure des courbes est globalement identique à celle de certains traceurs conservatifs comme le chlorure. Mais ces variations sont très faibles et sont globalement incluses dans les incertitudes. Il semble donc difficile de discrétiser les deux masses d'eau simplement en se basant sur des mesures isotopiques.

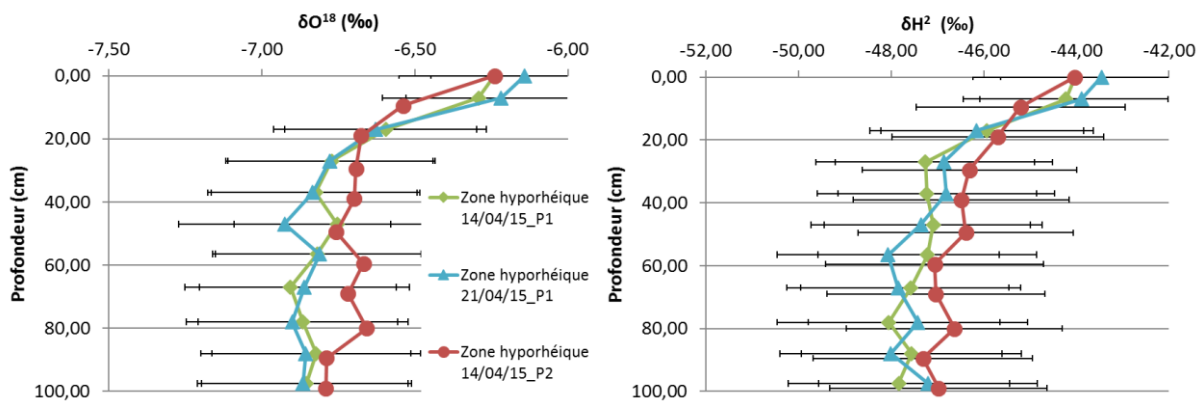


Figure 4-19 : Évolution des isotopes stables dans la rivière et au sein de la zone hyporhéique sur le site de l'île Ambart.

Si l'on représente les isotopes stables l'un en fonction de l'autre, on observe deux pôles, représentant d'une part les eaux de surface, et d'autre part les eaux souterraines issues des différents piézomètres échantillonnés sur le terrain (Figure 4-20). Les séries issues des eaux porales (P1 et P2) sont plus proches des eaux souterraines que des eaux de surface, hormis le premier point à 10 cm de profondeur, situé à proximité des points représentant l'Essonne. Comme l'ont montré les graphiques présentés précédemment, lorsque la profondeur augmente, les échantillons d'eau présentent des rapports isotopiques similaires à celui des eaux souterraines. On se trouve donc en présence de deux pôles de mélange, eau de surface et eau souterraine, et les échantillons de la ZH se répartissent entre ces deux pôles.

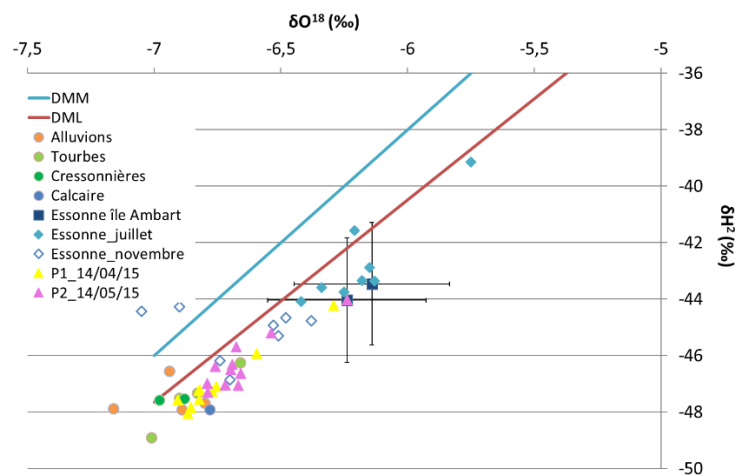


Figure 4-20 : Répartition des mesures isotopiques réalisées sur le site de l'île Ambart et comparaison avec la droite météorique mondiale (DMM) et locale (DML), ainsi que des échantillons issus des différentes formations présentes sur le terrain.

D-ENREGISTREMENT D'UNE CRUE SUR L'ESSONNE

I-RIVIÈRE

Lors d'une campagne de terrain effectuée le 5 mai 2015, l'Essonne était en période de crue et des échantillons ont pu être récoltés au sein de la zone hyporhéique.

La Figure 4-21 montre que le niveau de l'Essonne est relativement stable au mois d'avril, autour de 50 mNGF, car le site est situé entre deux barrages qui régulent grandement le niveau de l'Essonne. On notera de nombreuses variations mineures de quelques centimètres qui peuvent avoir lieu de façon journalière. Les brusques variations du niveau enregistrées par les sondes montrent probablement l'action de l'ouverture ou fermeture des vannes de barrage afin de réguler le niveau d'eau. Une crue est nettement visible entre le 1^{er} et le 10 mai : le niveau d'eau en rivière augmente en amont et en aval de 20 centimètres environ. Sur un cours d'eau aussi régulé, cette crue est donc notable malgré son amplitude qui semble assez faible. La durée de cette crue montre que les crues du bassin ne sont pas éclaircis mais plutôt assez étendues.

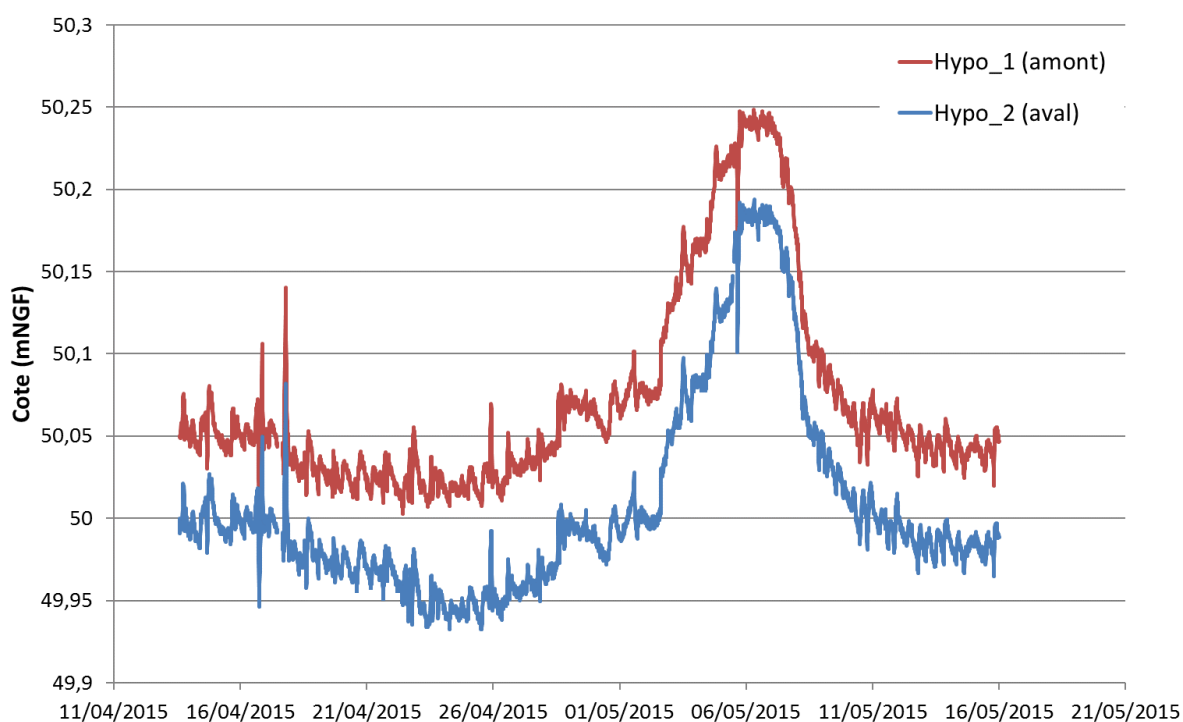


Figure 4-21 : Suivi des hauteurs d'eau dans la rivière sur le site de l'île Ambart dans les piézomètres de rivière en amont et en aval de la zone d'étude entre avril et mai 2015.

II-RÉSULTATS OBTENUS AVEC LES CAPTEURS DE PRESSION

Les résultats des capteurs sont donnés en volts, qui sont convertis en charge différentielle en centimètres grâce à une courbe de calibration réalisée en laboratoire. Ensuite, cette différence est associée à une cote de l'altitude de la hauteur d'eau dans les sédiments à différentes profondeurs. La sonde présente dans le piézomètre donnant le niveau de la rivière en aval (Hypo 2) est prise comme niveau de référence pour la rivière car c'est la sonde située le plus près des capteurs. Ainsi on a :

$$Alt_{zh} = Alt_{riv} + dh_{zh}, (4.1)$$

avec Alt_{zh} , la cote de l'eau dans la ZH, Alt_{riv} , la cote de la rivière et dh_{zh} , la différence de cote observée entre la rivière et la ZH.

Certains capteurs ne présentent pas de chroniques complètes car ils se sont révélés défectueux au cours de la campagne de mesures (P1 100 cm et P2 100 cm). Leurs résultats ne peuvent donc pas être pris en compte pour l'observation du suivi de la crue.

Les mesures effectuées au sein de la zone hyporhéique présentent des valeurs supérieures à celles enregistrées dans la rivière (Figure 4-22). L'eau souterraine remonte pour alimenter la rivière, suivant le gradient hydraulique. La charge mesurée augmente dans les sédiments par rapport à celle mesurée dans la rivière. En revanche, le gradient hydraulique moyen est difficile à estimer à partir de ces chroniques : bien que l'on s'attende à voir la charge hydraulique augmenter avec la profondeur, ce n'est pas vraiment le cas ici, où l'on peut voir que les valeurs maximales enregistrées sont celles mesurées à 60 cm de profondeur, alors que le capteur installé à 1 mètre donne une valeur de charge environ 2 centimètres en dessous de la cote mesurée à 60 cm.

Le différence moyenne de charge entre les sédiments et la rivière mesurée sur l'ensemble de la campagne est d'environ 5 cm. Pendant la crue, ce gradient est maintenu pour la profondeur de 60 cm mais augmente pour la profondeur de 30 cm. On peut supposer que lorsque le niveau de la rivière augmente, la réaction de la nappe entraîne aussi une augmentation locale du gradient dans les premiers centimètres de la zone hyporhéique, qui s'atténue avec la profondeur. La nappe semble donc réagir aussi rapidement que la rivière, car on n'observe ici pas d'inversion temporaire du gradient comme cela peut être le cas lors d'une crue.

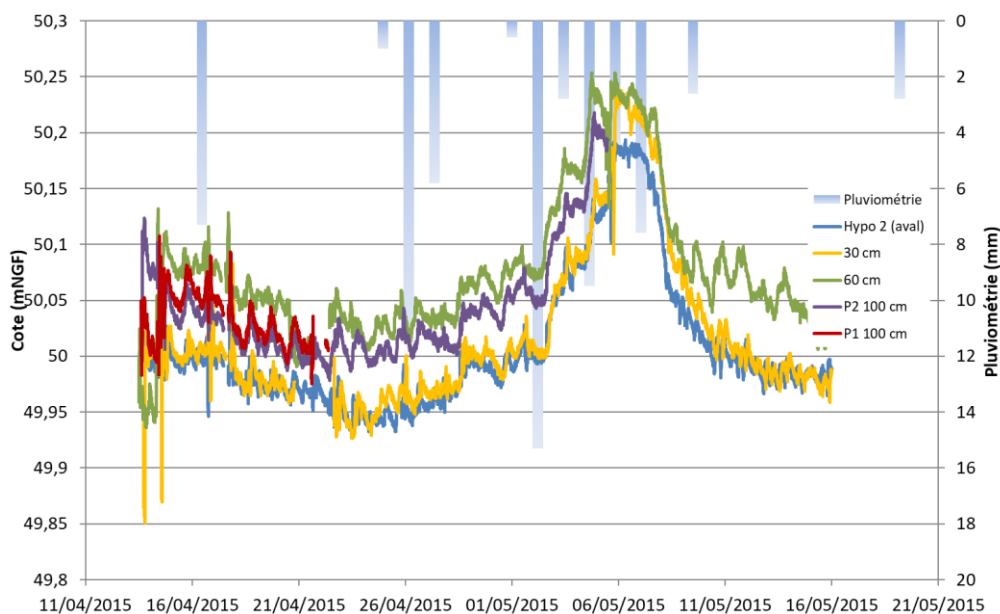


Figure 4-22 : Résultats obtenus pour les capteurs de pression différentielle installés dans la zone hyporhéique par rapport à la cote de l'Essonne sur le site de l'île Ambart durant la crue de mai 2015. La correction de température n'est pas appliquée (variation inférieure à 2°C)

III-MESURES GÉOCHIMIQUES

Contrairement aux profils réalisés en l'absence de crue, l'évolution du chlorure et du sulfate présente un profil homogène, surtout pour les mesures issues du dispositif P2 (Figure 4-23). Pour le profil P1, la forte diminution du sulfate de 16 à 0 mg/l indique que cet élément n'est pas conservé, contrairement au chlorure. Il est dégradé préférentiellement à proximité de la berge par rapport au centre de la rivière. Contrairement au régime permanent où l'on peut voir une zone de mélange entre un pôle d'eau de rivière et un pôle d'eau de nappe, ici on ne voit que l'influence de la rivière sur l'eau porale. Il semble donc qu'en période de crue, l'eau de rivière s'infiltre dans les sédiments de rivière au moins jusqu'à la profondeur maximale du dispositif, soit un mètre de profondeur. Cette eau est diluée par les précipitations et possède donc une concentration en chlorure et en sulfates plus faible que celle mesurée habituellement dans la rivière. De plus, une remontée des eaux de nappe est aussi envisageable et permet une homogénéisation des profils.

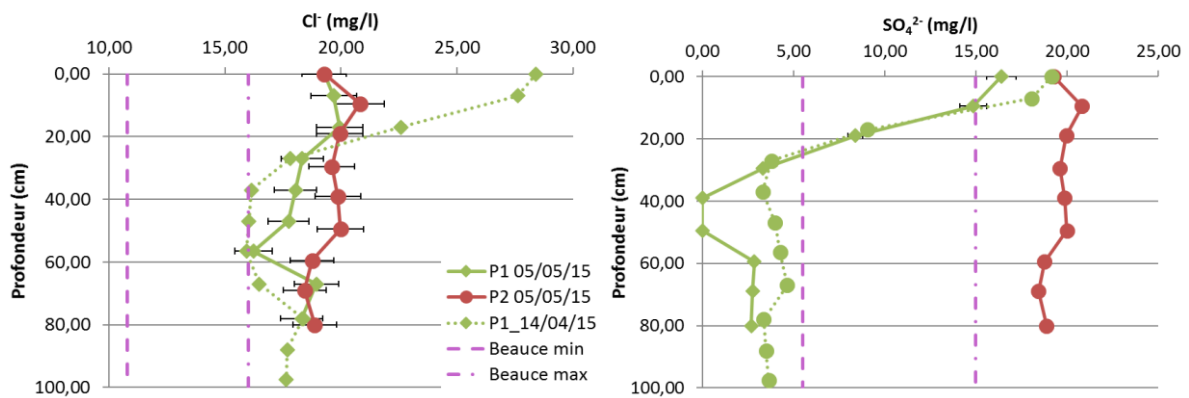


Figure 4-23 : Profils verticaux de la concentration de certains éléments chimiques dans la zone hyporhéique lors de la crue de mai 2015. Les prélèvements ont été effectués le 5 mai 2015. Un profil obtenu en avril 2015 est représenté en pointillés verts.

IV-ISOTOPES STABLES DE L'EAU

Pour les mesures des isotopes stables, les résultats obtenus sont similaires à ceux observés pour le chlorure et le sulfate (Figure 4-24). Ici aussi, les profils observés sont relativement homogènes entre la rivière et les sédiments. Les mesures des isotopes stables sont en accord avec les données de géochimie des éléments majeurs, et indiquent que l'eau de rivière pénètre dans les sédiments sur l'ensemble du profil, ici restreint à 60 cm de profondeur.

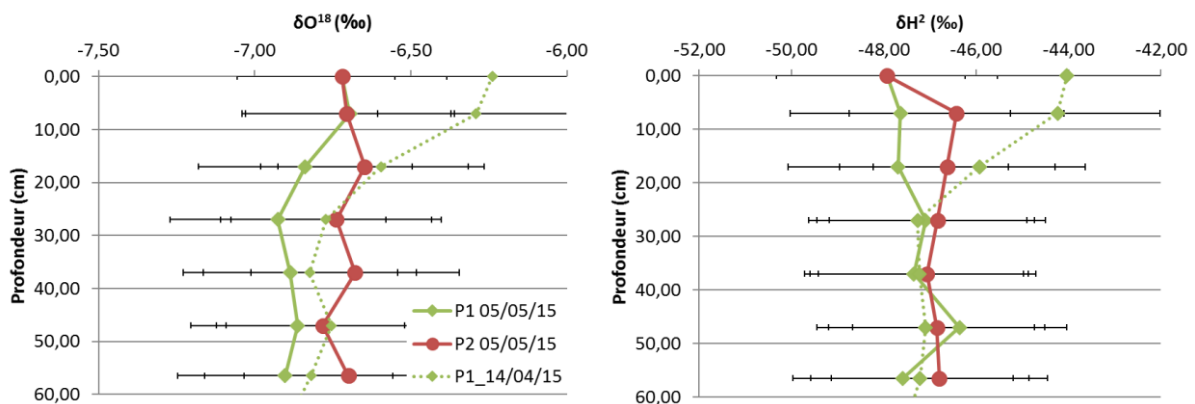


Figure 4-24 : Mesures des isotopes stables de l'eau dans la zone hyporhéique lors de la crue de mai 2015. Les prélèvements ont été effectués le 5 mai 2015. Un profil d'avril est représenté en pointillés verts.

V-CONCLUSION SUR L'EFFET D'UNE CRUE SUR LA ZONE HYPORHÉIQUE

Pour conclure, l'effet d'une crue sur l'eau contenue dans les sédiments de rivière peut être mis en évidence grâce aux mesures géochimiques et aux isotopes stables. L'augmentation du niveau d'eau dans la rivière provoque un apport d'eau de surface au sein des sédiments de rivière sur une profondeur pouvant dépasser les 60 cm. L'apport d'eau de pluie qui s'évacue dans la rivière dilue le signal habituel, et l'on trouve alors des concentrations en éléments conservatifs plus faibles qu'en régime permanent. On peut voir également que la zone hyporhéique ne réagit pas de façon similaire au centre du lit ou à proximité des berges. Alors que les profils enregistrés au centre de la rivière montrent un fort impact de l'eau de surface sur l'eau porale, la proximité des berges permet d'apporter de l'eau de nappe également par une poussée latérale. De plus, la dégradation des sulfates semble plus efficace près des berges, où leur concentration peut parfois atteindre 0 mg/l à certaines profondeurs. Ces résultats ne sont pas tout à fait en accord avec ceux mesurés par les capteurs de pression, qui ont démontré que le gradient nappe-rivière ne s'inversait pas au cours du temps. Il semble donc difficile de conclure sur la pertinence de ces données, et surtout sur la qualité des mesures. Lors de la calibration des capteurs, il est apparu que les données pouvaient énormément varier selon la cote de référence choisie (niveau de rivière amont ou aval).

CHAPITRE 5 : SUIVI DE LA DYNAMIQUE DE LA ZONE HYPORHÉIQUE LORS DE LA MANIPULATION D'UN BARRAGE

A-CONTEXTE ET MÉTHODOLOGIE

I-CONTEXTE

I.1-INTRODUCTION

Ce chapitre présente les résultats d'une expérience de suivi de la dynamique de la zone hyporhéique pendant une variation artificielle de la hauteur d'eau dans la rivière. L'objectif de cette expérience est de mieux comprendre comment se font les flux en zone hyporhéique sous l'effet d'une variation du niveau de l'eau à l'aide de méthodes complémentaires : hydrologiques/hydrogéologiques, géochimiques et géophysiques.

I.2-MÉTHODOLOGIE

Pour effectuer cette expérience, le SIARCE a autorisé et commandé la manipulation d'un barrage situé à environ un kilomètre en aval de l'île Ambart. Pendant une semaine, le niveau du barrage a pu être artificiellement modifié grâce à une action sur les clapets régulant le niveau de l'eau. En temps normal, les clapets sont remontés et maintiennent ainsi un niveau d'eau suffisamment élevé dans la rivière. Le fait d'abaisser les clapets provoque une diminution globale de la hauteur d'eau dans la rivière en amont du barrage. Pour cette expérience, les clapets ont été abaissés durant deux jours, puis remontés jusqu'à ce que la rivière revienne à son niveau initial.

Pour effectuer un suivi complet de la rivière et de la zone hyporhéique, le site de l'île Ambart a été équipé en conséquence. Plusieurs types de dispositifs ont été mis en place pour le suivi. L'expérience s'est déroulée sur une semaine en mai 2015. Tous les jours, un jeu de données complet a été réalisé sur le site pour suivre à la fois l'évolution de la rivière et celle aussi de la zone hyporhéique au sein des sédiments (Figure 5-1 et Figure 5-2).

II-DISPOSITIFS MIS EN PLACE

II.1-SUIVI DE LA RIVIÈRE

Deux sondes CTD, appelées Hypo 1 et Hypo 2, sont placées dans la rivière respectivement en amont et en aval de la zone d'étude. Elles ont permis de suivre le niveau d'eau, la conductivité et la température dans la rivière.

II.2-TUBES DE PRÉLÈVEMENTS MULTI-NIVEAUX

Deux tubes de prélèvements multi-niveaux, P1 et P2, ont servi à récupérer de l'eau porale, à une profondeur comprise entre 10 centimètres et 1 mètre. P1 est situé à environ 1 mètre de la berge rive droite, alors que P2 est situé au centre de la rivière, soit à 4 mètres de l'une ou l'autre des berges.

II.3-CAPTEURS DE PRESSION

Des capteurs de pression différentiels ont été installés à proximité du tube de prélèvement P1, à différentes profondeurs allant de 30 centimètres à un mètre.

II.4-TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Trois profils de résistivité électrique ont été installés à différents endroits et avec différentes résolutions (Figure 5-1) :

- i. ERT 1 : Profil transversal à la rivière entre la rive gauche et la rive droite de l'île Ambart, d'une longueur de 23,5 mètres et avec un espacement de 50 centimètres entre les électrodes ;
- ii. ERT 2 : Profil transversal à la rivière entre le milieu de l'Essonne et la rive droite, d'une longueur de 9,25 mètres et avec un espacement de 20 centimètres entre les électrodes ;
- iii. ERT 3 : Profil longitudinal, parallèle à la rive droite, d'une longueur de 11,75 mètres et un espacement de 25 centimètres entre les électrodes.

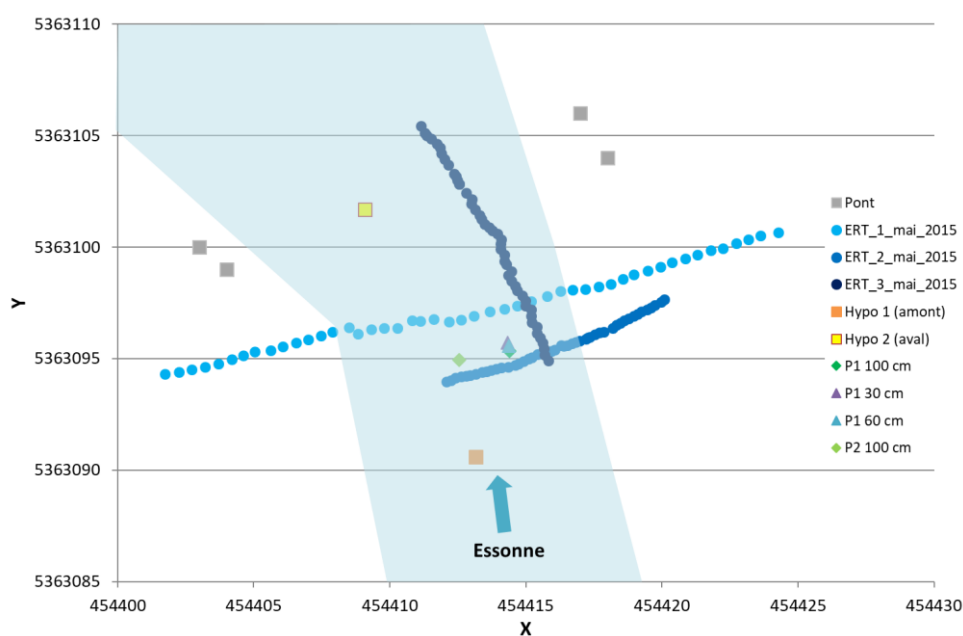


Figure 5-1 : Localisation des différents dispositifs installés sur le site pour le suivi de l'expérience du barrage du 18 au 22 mai 2015.

III-DÉROULEMENT DE L'EXPÉRIENCE

III.1-INTRODUCTION

L'expérience s'est déroulée pendant la semaine du 18 au 22 mai 2015. Lors de l'abaissement des clapets du barrage le lundi 18 mai à 13h, le niveau de l'Essonne a diminué de 15 cm. Le mercredi 20 mai à 13 heures, les clapets ont été relevés pour permettre à l'Essonne de retrouver son niveau initial pour la fin de la semaine.

Chaque jour, des prélèvements d'eau dans les tubes de prélèvements et dans la rivière, ainsi que des mesures géophysiques sur chacun des profils ont été réalisés. Le détail est donné sur la Figure 5-2. Les mesures géophysiques ont été faites chaque jour sur chacune des trois lignes ERT1, ERT2 et ERT3. Le temps de mesure s'étend entre la fin de matinée et l'après-midi. Chaque profil est effectué en configuration Dipôle-dipôle et Wenner et dure environ 30 minutes. Deux séries de prélèvements multi-niveaux sont faites en complément, en

fin de matinée et milieu d'après-midi. Les jours où le niveau de la rivière a été abaissé ou remonté, une série de prélèvements supplémentaire a été effectuée entre 13 heures et 14 heures (le 18 et le 20 mai).

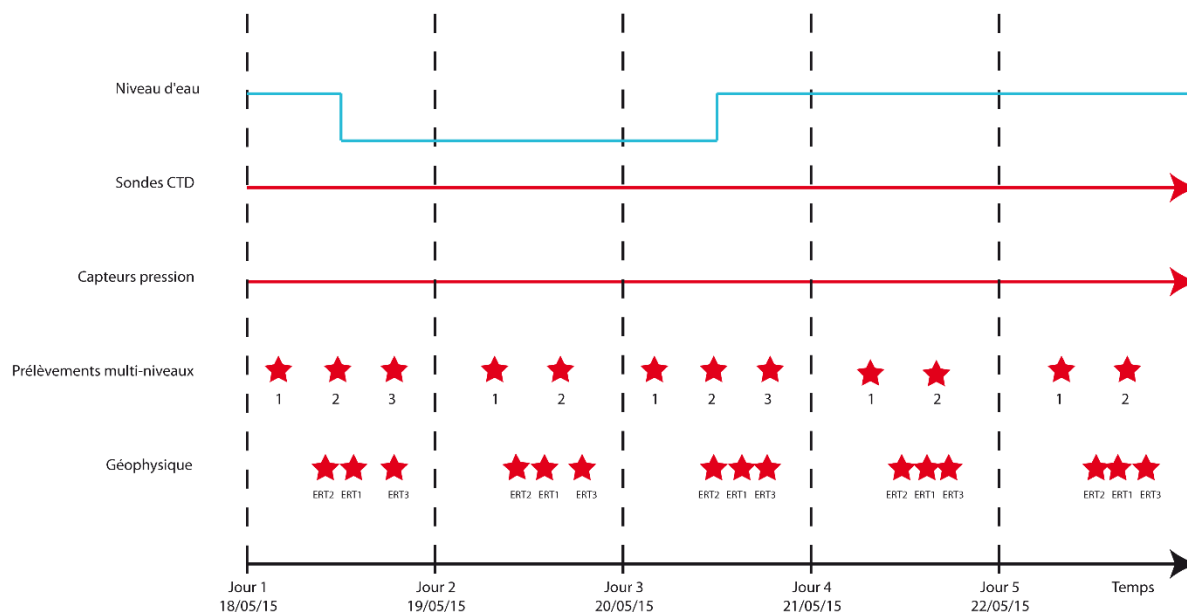


Figure 5-2 : Détail des mesures réalisées sur le site de l'île Ambart pendant l'expérience de barrage.

III.2-SUIVI DES PARAMÈTRES PHYSIQUES DE LA RIVIÈRE

Les paramètres de la rivière ont été mesurés de façon continue durant les cinq jours de l'expérience. Ainsi, la cote de l'eau, la conductivité et la température ont été suivies entre le 18 et le 22 mai 2015 (Figure 5-3).

L'évolution de la hauteur d'eau en amont et en aval est similaire pendant les 5 jours de l'expérience. La cote mesurée en amont est légèrement plus haute que la cote mesurée en aval, d'environ 5 cm. Il y a donc bien une pente de la surface de l'eau allant de l'amont vers l'aval. Lors de l'abaissement du barrage, on observe une diminution globale du niveau d'eau de 15 cm par rapport au niveau avant abaissement. Une fois ce nouveau niveau atteint, il reste stable durant toute la période où le barrage est ouvert. Puis le barrage est remonté dans sa position initiale, ce qui provoque une augmentation de la hauteur d'eau d'une quinzaine de centimètres, pour se stabiliser à nouveau à une hauteur proche de celle observée au début de l'expérience. Pendant la semaine d'expérience, la conductivité de la rivière change très peu, la variation ne dépassant pas 10 à 15 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ce qui est inférieur au seuil de précision de la sonde (environ 15-20 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Durant toute la semaine, aucun épisode de pluie ou d'apport dans la rivière n'a été noté. On remarquera tout de même une légère diminution de la conductivité d'environ 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (inférieure au seuil de précision des sondes) lorsque le niveau d'eau augmente le 20 mai après-midi à partir de 13 heures. Ce phénomène dure environ 24 heures puisque le 22 mai midi, la valeur semble être revenue à celle mesurée initialement. Enfin, en ce qui concerne les températures, on observe clairement les variations journalières de la température de la rivière, suivant les températures de l'air. Chaque jour, une température maximale est atteinte dans l'après-midi et redescend durant la nuit. Aucun lien direct n'est observé entre ces trois paramètres.

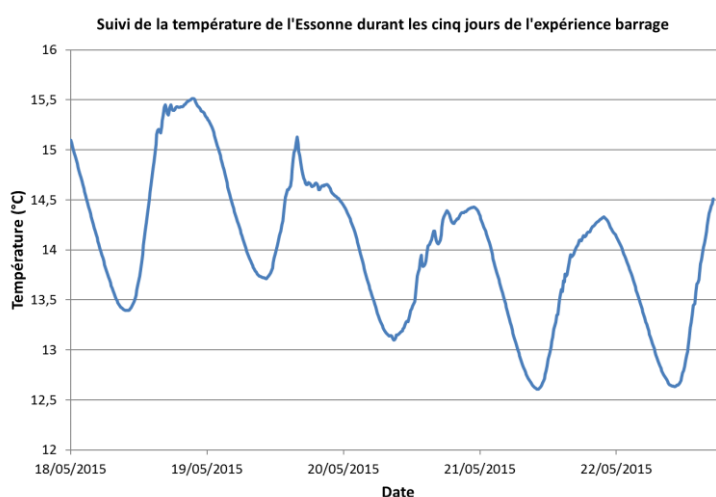
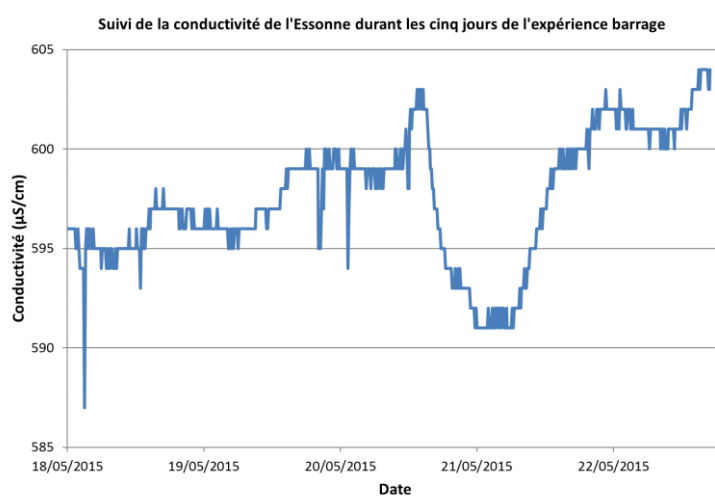
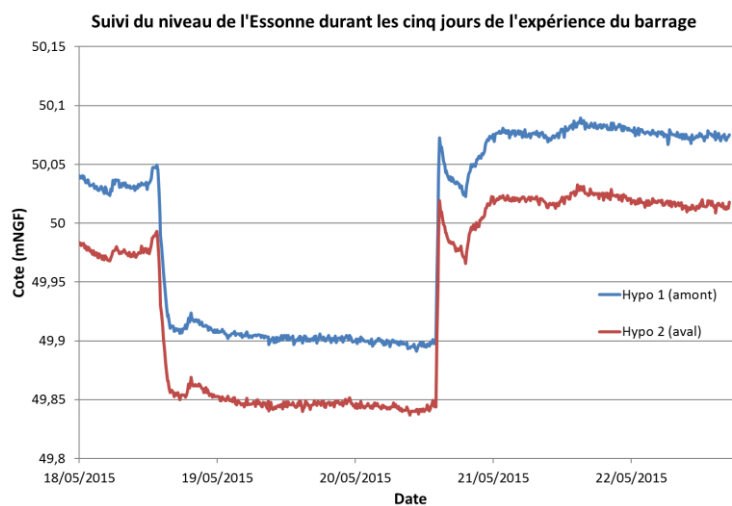


Figure 5-3 : Suivi des paramètres physiques de la rivière mesurés par les sondes CTD en amont et en aval de la zone d'étude : en haut, évolution de la cote de l'eau mesurée en amont et en aval, au centre, évolution de la conductivité et en bas, évolution de la température. Ces deux derniers paramètres ne présentent pas de différence notable d'une sonde à l'autre, et seule l'une des deux courbes a été représentée.

III.3-CAPTEURS DE PRESSION

Les résultats donnés par les capteurs de pression sont difficilement exploitables, ils sont présentés en Annexe 2.

B-DONNÉES GÉOCHIMIQUES

I-MESURES DES ÉLÉMENTS MAJEURS

I.1-INTRODUCTION

Nous allons à présent nous intéresser aux données issues de l'analyse des prélèvements réalisés dans les tubes multi-niveaux au sein de la zone hyporhéique. Chaque jour, plusieurs prélèvements ont été effectués dans les deux dispositifs, P1 et P2, présentés dans le chapitre précédent. On rappelle que P1 est situé à proximité de la berge rive droite, alors que P2 est situé au centre de la rivière. Afin d'éviter de prélever une trop grande quantité d'eau, le volume d'eau prélevé a été limité au minimum nécessaire pour une analyse des anions majeurs et des isotopes stables de l'eau. En effet, en plus d'un renouvellement de l'eau du dispositif, le volume prélevé n'excède pas 15 ml, pour éviter de pomper un trop grand volume d'eau porale au sein des dispositifs espacés de seulement 10 cm dans les sédiments. Au niveau du dispositif P2, les prélèvements se sont avérés difficiles, car les rhizons ne permettent de prélever que de très petites quantités, et la seringue utilisée s'est révélée trop petite pour prélever une quantité d'eau suffisante pour les analyses. Finalement, seule la remontée du barrage a été suivie sur le dispositif P2, en augmentant le temps de pompage pour parvenir à obtenir une quantité d'eau suffisante.

Le choix de ne travailler qu'avec des analyses sur les anions a été fait car des analyses précédentes ont montré que le chlorure pouvait être considéré comme un élément conservatif. De plus, deux autres éléments ont retenu notre attention : les nitrates et les sulfates. Ces deux derniers sont susceptibles de réagir et témoignent de la dynamique au sein de la zone hyporhéique.

I.2-DESCENTE

Les relevés des concentrations en chlorures, sulfates et nitrates mesurées lors du suivi de l'abaissement des clapets au sein du dispositif P1 sont présentés sur la Figure 5-4. Si l'on considère dans un premier temps l'évolution du chlorure en fonction de la profondeur au cours de l'expérience, on peut voir une progression dans sa répartition. Au début de l'expérience, comme cela a été noté dans le chapitre précédent, la concentration en chlorure dans la rivière semble plus élevée que celle dans la nappe : environ 30 mg/l dans l'Essonne et 18 mg/l dans les sédiments de rivière. Ainsi, on peut se servir de ce signal pour suivre la proportion d'eau de surface au sein des sédiments de rivière. Avant l'ouverture du barrage le 18 mai, on peut voir le passage progressif d'un signal de rivière à un signal de nappe sur une profondeur d'environ 30 centimètres. Au-delà de cette profondeur, on retrouve un signal relativement constant jusqu'à la base du profil P1 situé à 1 mètre de profondeur. La zone comportant ce signal intermédiaire peut être considérée comme une zone de mélange, en accord avec la définition "géochimique" de la zone hyporhéique.

Lorsque le barrage est ouvert et donc que le niveau de la rivière est abaissé d'une quinzaine de centimètres environ, les prélèvements montrent que cette zone de transition est peu à peu réduite, puisqu'au début du jour 3 (courbe verte), seul le prélèvement en rivière et le prélèvement à 10 centimètres de profondeur peuvent être représentatifs de la zone hyporhéique. On a donc une réduction de moitié de la profondeur de la zone hyporhéique, d'après le suivi effectué par le chlorure. En revanche, on peut voir que sur le dernier prélèvement du jour 3 (courbe verte en tirets et pointillés), la concentration en chlorure présente une importante variation en surface et jusqu'à 40 centimètres de profondeur. Il est intéressant de noter que les observations faites sur

l'ion chlorure sont tout à fait similaires à celles effectuées pour l'ion sulfate. En revanche, l'ion nitrate ne permet pas de définir une évolution dans la profondeur de la zone de mélange lors de l'abaissement du niveau de la rivière. En dehors de la zone superficielle dont on a pu mettre en évidence l'évolution dynamique avec la descente, on peut également observer un comportement dynamique dans la partie inférieure du profil. En effet, on constate une augmentation de la concentration en chlorure et sulfates entre 70 et 100 centimètres de profondeur sur les premiers profils effectués. Lorsque le barrage est abaissé, on peut voir que cette zone présente alors une concentration qui décroît jusqu'à rester stable au niveau de la concentration dans les sédiments. On peut donc relier le phénomène de surface avec celui se produisant en profondeur. Au sein des sédiments, il existe des chemins préférentiels empruntés par l'eau de surface, qui peuvent être "désactivés" lorsque le niveau d'eau en rivière devient insuffisant.

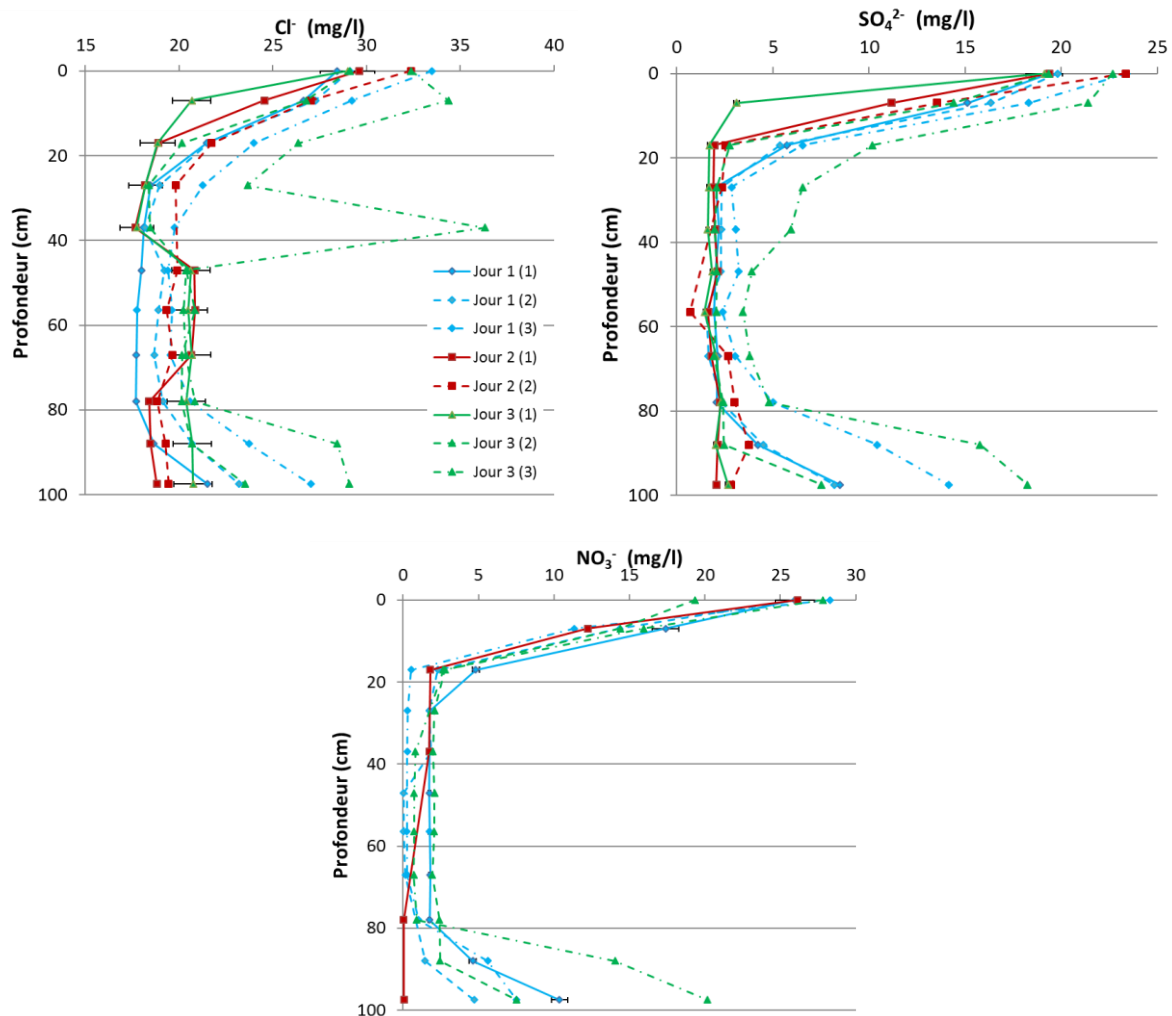


Figure 5-4 : Évolution de la concentration mesurée dans le dispositif P1 en chlorures, sulfates et nitrates lors des trois premiers jours de l'expérience, durant l'abaissement du barrage.

I.3-REMONTÉE

Si l'on s'intéresse à présent à ce qui se passe lorsque le niveau d'eau dans la rivière remonte, c'est-à-dire lorsque le barrage est remonté, on observe plusieurs phénomènes intéressants (Figure 5-5). Tout d'abord dans la partie superficielle des sédiments, on observe un très net enfoncement du signal géochimique de la rivière quelques heures après la fermeture des clapets, visible sur le profil des chlorures mais aussi sur celui des sulfates. Ainsi, on retrouve un signal de mélange entre le pôle d'eau de surface et le pôle d'eau souterraine jusqu'à 50 centimètres de profondeur, soit près du double de la valeur observée au départ. Par la suite, lors du

dernier prélèvement effectué (courbes jaunes en pointillés) cette zone de mélange semble se réduire à nouveau vers une profondeur proche de celle observée initialement. Dans la partie inférieure du profil, on retrouve une concentration très proche de celle de la rivière, mais qui tend elle aussi à diminuer avec le temps. Par rapport à l'hypothèse faite précédemment, on peut supposer que lorsque le niveau de la rivière augmente à nouveau, des chemins d'écoulement de l'eau de rivière au sein des sédiments sont réactivés, ce qui permet à de l'eau de surface de se retrouver à près d'un mètre de profondeur au sein de l'eau porale.

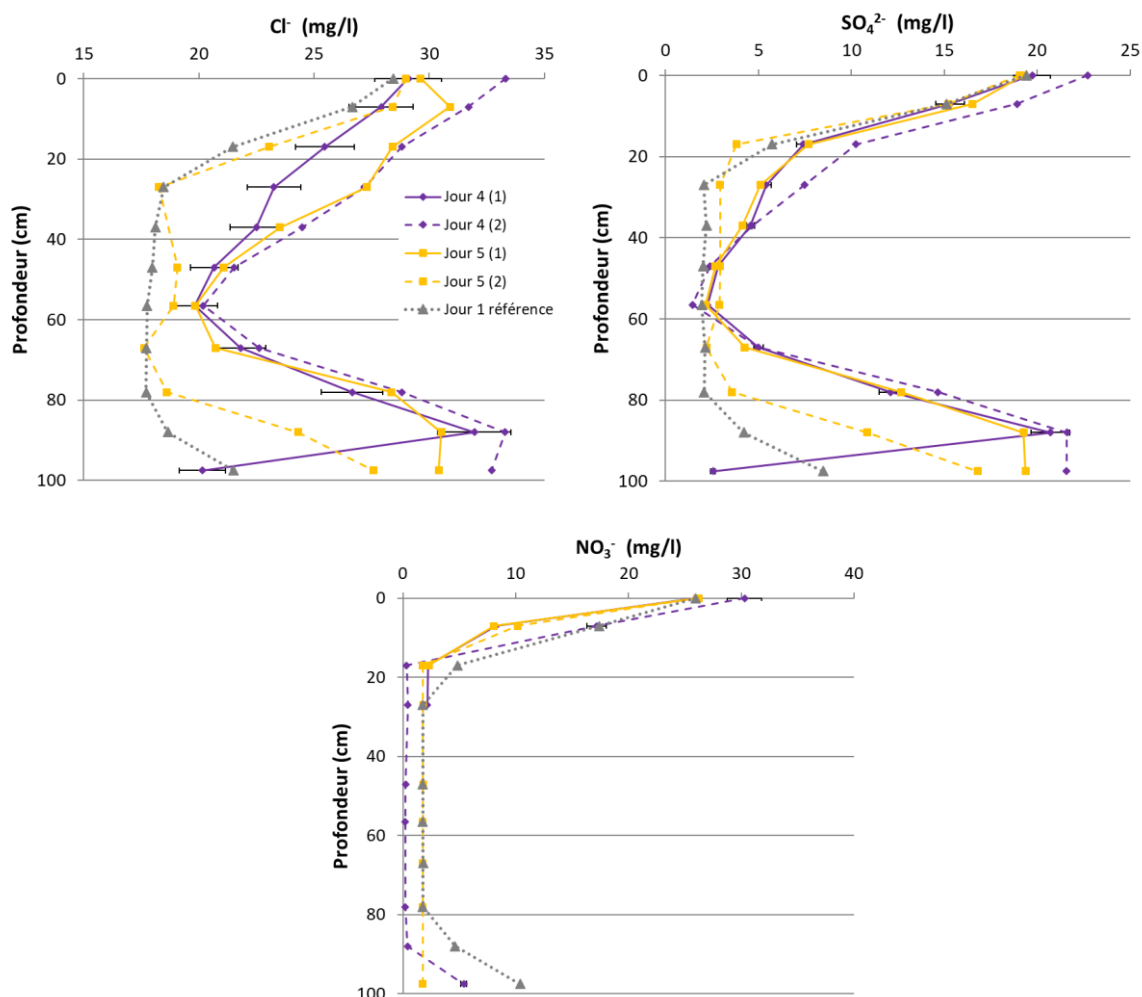


Figure 5-5 : Évolution de la concentration mesurée dans le dispositif P1 en chlorures, sulfates et nitrates lors des deux derniers jours de l'expérience, après la remontée du barrage.

I.4-REMONTÉE AU SEIN DU DISPOSITIF P2

Seuls trois prélèvements ont pu être effectués au niveau du dispositif P2 lors de l'ensemble des cinq jours de campagne (Figure 5-6). Le comportement des différents éléments analysés est assez semblable à celui mis en évidence au niveau de P1, situé à proximité de la berge (Figure 5-1). Ici au centre de la rivière, le profil en chlorure présente une concentration dans la rivière plus élevée que celle mesurée dans les sédiments, et lors de la remontée du niveau d'eau dans la rivière on observe tout comme sur le profil P1 un enfoncement de la zone de mélange, également visible sur le profil en sulfates. En revanche, le dernier jour ne montre pas de réelle diminution de la profondeur de la zone de mélange. Dans la partie inférieure du profil, on retrouve une zone dont la concentration en chlorures et sulfates mesurée est très proche de celle de la rivière, qui semble réactivée lorsque le niveau dans la rivière augmente. Bien que les données soient moins nombreuses et parfois

moins facilement exploitables, elles semblent toutefois démontrer une dynamique de la zone hyporhéique similaire à celle observée à proximité des berges.

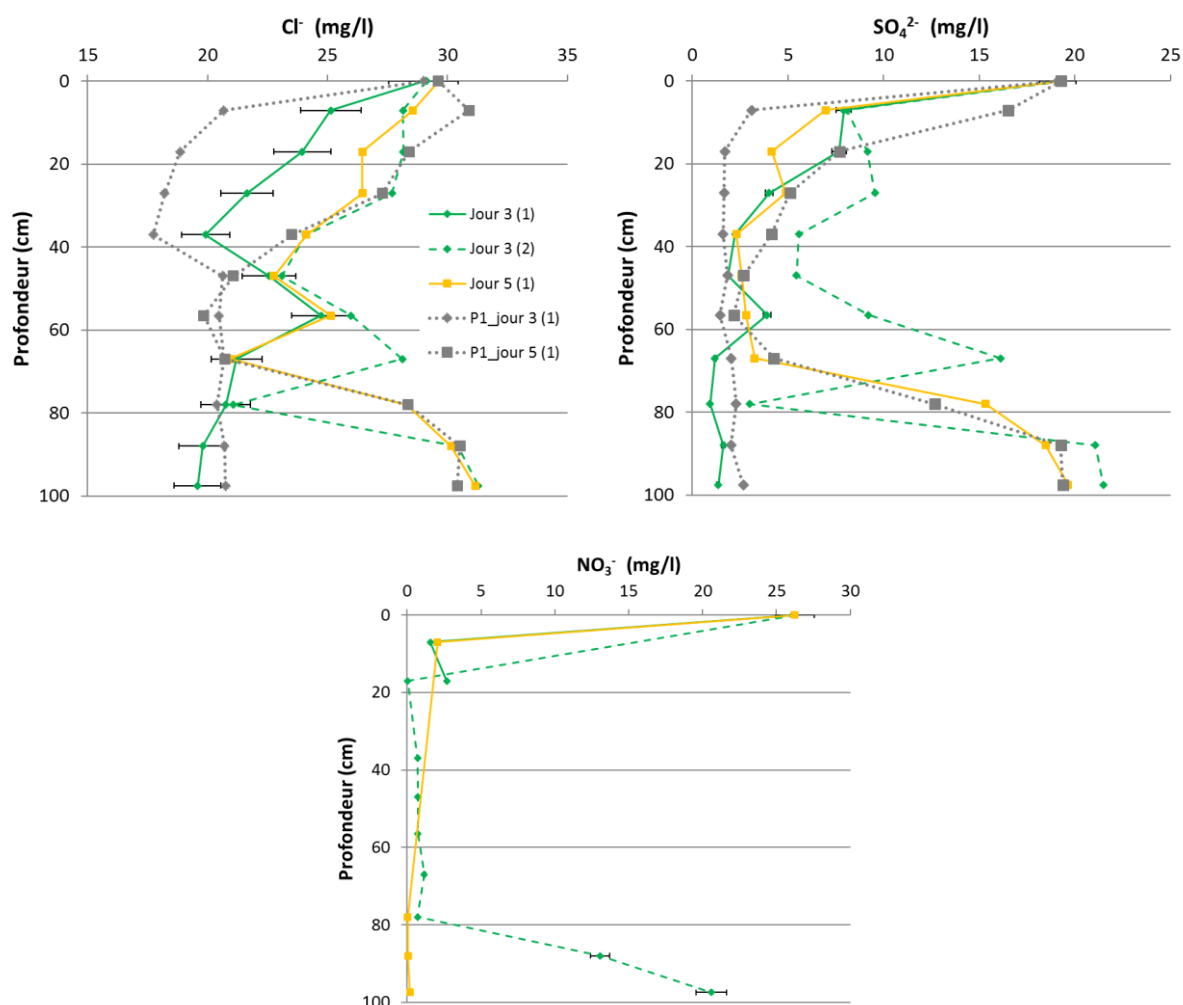


Figure 5-6 : Évolution de la concentration mesurée dans le dispositif P2 en chlorures, sulfates et nitrates lors de la remontée du barrage.

I.5-RELATION ENTRE LA HAUTEUR D'EAU DANS LA RIVIÈRE ET LA PROFONDEUR DE MÉLANGE AU SEIN DE LA ZONE HYPORHÉIQUE

À partir des concentrations mesurées en chlorures et en sulfates en fonction de la profondeur au sein du dispositif P1, il est possible de déterminer la limite de la zone hyporhéique. En reprenant la définition d'un point de vue géochimique, on considère la limite de la zone de mélange entre eau de surface et eau souterraine par un seuil de 10% d'eau de surface mesuré dans l'eau porale. Ainsi, pour chaque série de mesures, on peut estimer la profondeur de cette limite au cours de la semaine d'expérience avec le barrage. La Figure 5-7 montre la comparaison entre l'évolution temporelle de la cote de la rivière et celle de la profondeur de la zone hyporhéique calculée à partir des profils verticaux en chlorures et en sulfates. On peut voir qu'il existe clairement une relation entre la limite de la zone hyporhéique, définie à partir de ces deux éléments, et la cote de la rivière. Avant manipulation du barrage, la profondeur moyenne de la zone hyporhéique est estimée autour de 25 centimètres. Comme observé précédemment, quand le niveau de la rivière est abaissé, on observe une diminution de la profondeur de la zone hyporhéique, qui se réduit à moins de dix centimètres d'après les mesures faites sur le sulfate. À l'inverse, lorsque le niveau de la rivière remonte, on observe une nette augmentation de la profondeur de la zone de mélange, qui dépasse les 40 centimètres la journée suivant la fermeture des clapets. Enfin, alors que le niveau d'eau dans la rivière est revenu à son état d'origine, le

dernier point de mesure, effectué le 22 mai 2015 après-midi, montre bien que la profondeur de la zone hyporhéique diminue de nouveau, pour retrouver une valeur proche de la valeur mesurée initialement, autour de 25 centimètres.

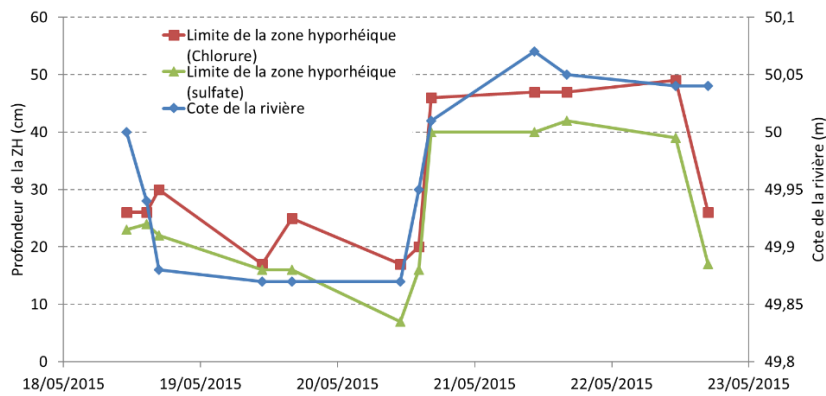


Figure 5-7 : Calcul de la profondeur maximale de la zone hyporhéique à partir des concentrations en chlorures et sulfates mesurées au sein du dispositif P1.

I.6-MESURES ISOTOPIQUES

Les isotopes stables de l'eau se révèlent souvent d'excellents traceurs de masses d'eaux. Nous avons montré dans le chapitre précédent que les différences enregistrées entre la nappe et la rivière étaient assez faibles. Cependant, elles restent significatives par rapport à l'incertitude sur ces mesures. Les profils verticaux $\delta O^{18}(z)$ et $\delta H^2(z)$ sont en accord avec ceux obtenus précédemment pour les différents éléments majeurs (Figure 5-8 et Figure 5-9). Ainsi, ils mettent en évidence que lors de l'abaissement du niveau de l'eau, la zone où les signaux de la rivière et celui des sédiments se mélangent remonte, alors qu'à l'inverse on observe des mesures tamponnées sur une plus grande profondeur lors de la remontée du niveau de l'Essonne. Enfin, on pourra noter que les observations faites dans la partie inférieure du profil montrent également l'apparition d'un signal proche de celui de la rivière uniquement lorsque le niveau de celle-ci est similaire au niveau originel.

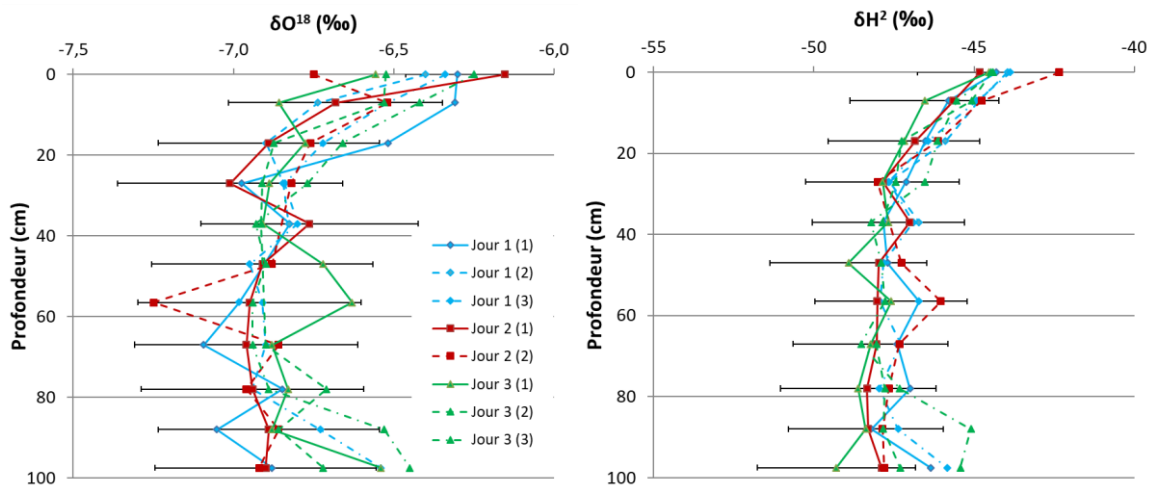


Figure 5-8 : Mesures des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène en fonction de la profondeur dans le dispositif P1 lors de l'abaissement du niveau du barrage.

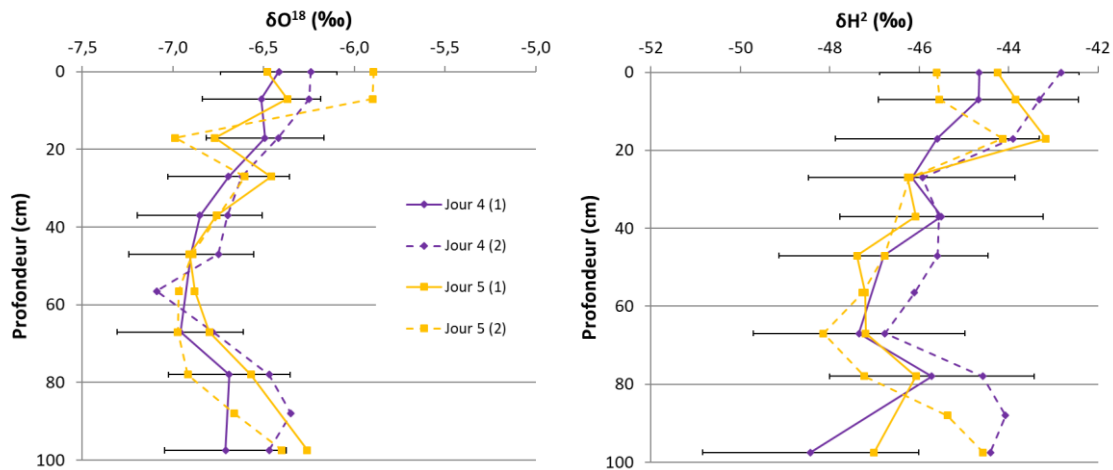


Figure 5-9 : Mesures des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène en fonction de la profondeur dans le dispositif P1 après la remontée du niveau du barrage.

C-DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Pour suivre l'expérience du barrage avec des méthodes géophysiques, trois lignes de mesures de résistivité électrique ont été montées sur le terrain. Elles sont toutes composées de 48 électrodes, mais ont une résolution différente, du fait d'un espacement différent entre les électrodes. La localisation des différentes lignes est donnée sur la Figure 5-1.

I-ACQUISITION, INVERSION ET TRAITEMENT DES DONNÉES

Les données ont été récupérées sur les différents profils durant les cinq jours de l'expérience. Chaque jour, deux profils ont été faits sur chacune des lignes, l'un en configuration Wenner, l'autre en configuration Dipôle. Pour les configurations Wenner, les profils sont constitués de 360 mesures, alors que la configuration Dipôle permet de faire 906 mesures, pour un temps d'acquisition de 20 à 30 minutes environ pour chacun des profils. Ces derniers ont été réalisés lorsqu'aucun prélèvement en rivière n'était fait. En effet, ils nécessitent l'injection de courant dans la rivière. Les opérateurs ne peuvent donc pas accéder à la rivière pendant une acquisition électrique.

Une fois les données acquises, les profils sont importés et traités via Prosys, comme cela a été présenté dans le chapitre 2. Ils peuvent ensuite être inversés, via le logiciel R2 ou Res2dInv. La topographie précise de chacune des électrodes a été incluse dans les profils, tout comme la hauteur d'eau éventuellement présente au-dessus des électrodes. Ainsi, le facteur de formation k a été recalculé pour chacune des mesures en fonction de la géométrie des électrodes utilisées.

Lors de l'inversion des données, deux types de calculs ont pu être effectués. Les séries de mesures peuvent être inversées chaque jour séparément, en considérant chaque profil comme indépendant des mesures effectuées les autres jours. Mais l'on peut également utiliser l'option d'inversion "time-lapse", qui permet de lier les différents profils, en considérant qu'ils sont réalisés à la suite les uns des autres, et l'on s'attend alors à des variations plus minimes que si l'on considérait des profils effectués sur des lieux différents. Ainsi, on se sert alors d'une inversion à la suite, en essayant de minimiser de façon plus ou moins marquée la différence entre les profils réalisés les autres jours. Par exemple, on peut se servir du "damping factor" ou facteur d'amortissement λ , qui peut prendre une valeur allant de 0,5 à 5 si l'on souhaite donner un poids à la différence entre les profils, par rapport au calcul de base de la norme L2. Différentes valeurs de λ ont été testées, afin d'ajuster ce paramètre aux différents profils et aux différents logiciels utilisés. Comme indiqué dans le chapitre 2, il est impossible de réaliser des profils en "time-lapse" en prenant en compte une variation

de l'épaisseur de la tranche d'eau au cours de la semaine. C'est pourquoi ; pour cette expérience, les profils inversés séparément, en prenant à chaque fois en compte la hauteur d'eau qui varie chaque jour, donnent de meilleurs résultats. Ce sont eux qui seront présentés dans ce manuscrit.

Une fois l'inversion des données effectuée, on a cherché à mettre en évidence des variations au cours du temps de la résistivité apparente. En effet, dans le chapitre 1, il a été présenté en détails les principales causes de la modification de la valeur de résistivité électrique mesurée au sein des roches. Le facteur déterminant est la lithologie, c'est-à-dire le type de roche. Le profil réalisé lors d'une première campagne de terrain a montré qu'il existait plusieurs formations géologiques présentant des valeurs de résistivité distinctes, allant de 10 à 150 Ωm . Il peut donc être difficile de distinguer des éventuelles variations minimales de la résistivité au sein d'un environnement aussi hétérogène pendant les différents jours de l'expérience. Pour cela, les modèles inversés sont alors recalculés afin d'être exprimés en termes de pourcentages de variation par rapport à un profil de référence. Ce dernier sera défini à chaque fois comme le premier profil de la série, réalisé le premier jour, avant abaissement du niveau d'eau de la rivière. On aura alors :

$$\rho_{diff} = \frac{\rho_i - \rho_{ref}}{\rho_{ref}} \times 100, (5.1)$$

avec ρ_i la résistivité calculée au sein d'un bloc du modèle inversé du jour i , et ρ_{ref} la résistivité calculée dans le même bloc dans le modèle de référence (jour 1).

I.1-PROFIL ERT 1

Le profil ERT 1 est situé sur une ligne transversale par rapport à la rivière. D'une longueur totale de 23,5 m, il se compose de 48 électrodes espacées de 50 centimètres et réparties entre la rive gauche et la rive droite de l'Essonne. Les résultats obtenus en résistivité absolue pour ce profil avec les deux configurations Dipôle et Wenner sont très similaires (Figure 5-10). On y retrouve les trois zones identifiées dans le chapitre 4, de résistivités distinctes et représentatives de lithologies différentes. Les profils ayant été effectués à des dates différentes, l'hypothèse selon laquelle la principale cause des variations enregistrées est due à la géologie semble se confirmer, car elles restent constantes dans le temps. Sur les dispositifs Wenner et Dipôle, on observe dans les deux séries de profils une zone de faible résistivité située sous la rivière. Les modèles directs développés dans le chapitre 2 ont montré que même en l'absence d'une zone de très faible résistivité dans le modèle initial, la présence d'une tranche d'eau dans une cuvette topographique provoquait l'apparition d'une "zone tampon" entre la résistivité de la rivière et la résistivité plus élevée du sous-sol. La zone d'intérêt est donc très difficile à mettre en évidence sur les profils inversés, du fait de son emplacement entre deux zones dont la résistivité n'est pas du même ordre de grandeur. C'est pourquoi le choix de travailler en différences permet de s'affranchir en partie du signal initial hétérogène.

Les mesures effectuées le premier jour en configuration Dipôle et Wenner sont utilisées comme profil de référence pour effectuer les inversions en "time-lapse". Afin de limiter au maximum l'apparition d'artefacts, un "damping factor" plus élevé est utilisé, généralement fixé à 1 ou 2 selon les séries.

La première chose intéressante à noter est la disparité des valeurs de différence, plus importante avec le dispositif Dipôle qu'avec le dispositif Wenner, avec des valeurs allant jusqu'à -40% (Figure 5-11). Sur la série réalisée en Dipôle, on peut voir que, le jour 2, la résistivité augmente fortement dans les zones situées sous le lit de la rivière (en rouge sur la Figure 5-11). À l'inverse, d'autres zones situées plus en profondeur indiquent de fortes diminutions de résistivité (en bleu et en violet sur la Figure 5-11). Lorsque le niveau du barrage est remonté, à partir du jour 3, on peut voir que les zones précédemment décrites présentent un comportement différent. Ainsi, la zone située juste sous la rivière passe de valeurs positives à des valeurs négatives, sur une profondeur d'environ 50 centimètres. Au contraire, plusieurs zones situées en profondeur et au niveau des berges montrent une augmentation de la résistivité. Ce phénomène est relativement similaire pendant les trois

derniers jours. Sur la série réalisée en configuration Wenner, les variations sont moins marquées. On note cependant un comportement très semblable. Ainsi, à partir du jour 2, la zone située sous la rivière montre une augmentation de sa résistivité, alors qu'elle diminue une fois le niveau d'eau dans la rivière remonté. Des variations sont également présentes au niveau des berges aux extrémités gauche et droite des profils, sur leurs parties émergées. Ces variations ne semblent provenir que d'une différence de teneur en eau dans les sols selon les différents jours. Aucune précipitation ne s'est déroulée lors de la semaine d'expérience, mais des précipitations antérieures ont pu être peu à peu évacuées dans le sol, et donc permettre une augmentation progressive de la résistivité au niveau des berges.

Si l'on s'affranchit d'une variation lithologique, comme c'est le cas pour les profils inversés et exprimés en différences, on peut alors expliquer les variations de résistivité par une variation de la minéralisation de l'eau porale, en particulier dans la zone située sous la rivière et saturée en eau (Figure 5-12). Si l'on se réfère par exemple à la loi d'Archie (eq. 1.1), en considérant tous les termes fonction du milieu comme invariants, seul le terme de la résistivité du fluide peut alors varier. Ainsi, une augmentation de la résistivité peut être le signe d'une diminution de la conductivité moyenne de l'eau porale. Au niveau de notre site d'étude, nous avons montré précédemment que la conductivité de l'eau contenue dans les sédiments plus profonds sous la rivière est nettement plus forte (900 à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) que celle de la rivière (600 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Lorsque le niveau de la rivière est abaissé, on peut noter un effet d'assèchement des berges, où la saturation du sol n'est plus assurée. Cette zone de plus forte résistivité se poursuit également sous la rivière, ce qui indiquerait une proportion d'eau de rivière plus importante dans les sédiments superficiels. À l'inverse, lorsque le niveau d'eau augmente, la résistivité du milieu diminue, indiquant un apport plus fort des eaux contenues de nappe. Or cette hypothèse n'est pas compatible avec le fonctionnement hydrologique de la zone hyporhéique et les mesures précédentes (cf. chap. 5-B).

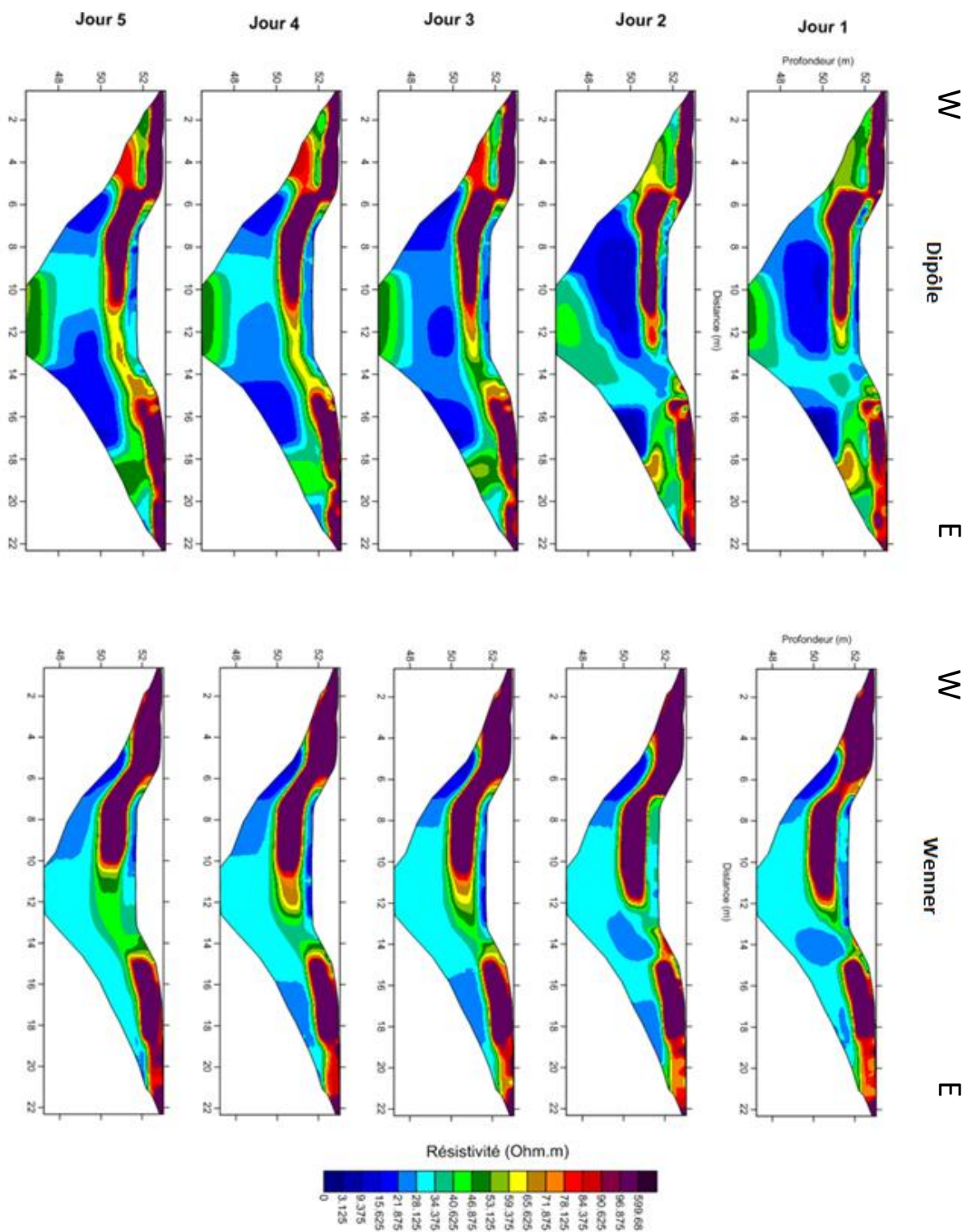


Figure 5-10 : Champs de résistivité obtenus selon le profil ERT 1 lors de l'expérience du barrage après inversion des données en configuration Dipôle et Wenner.

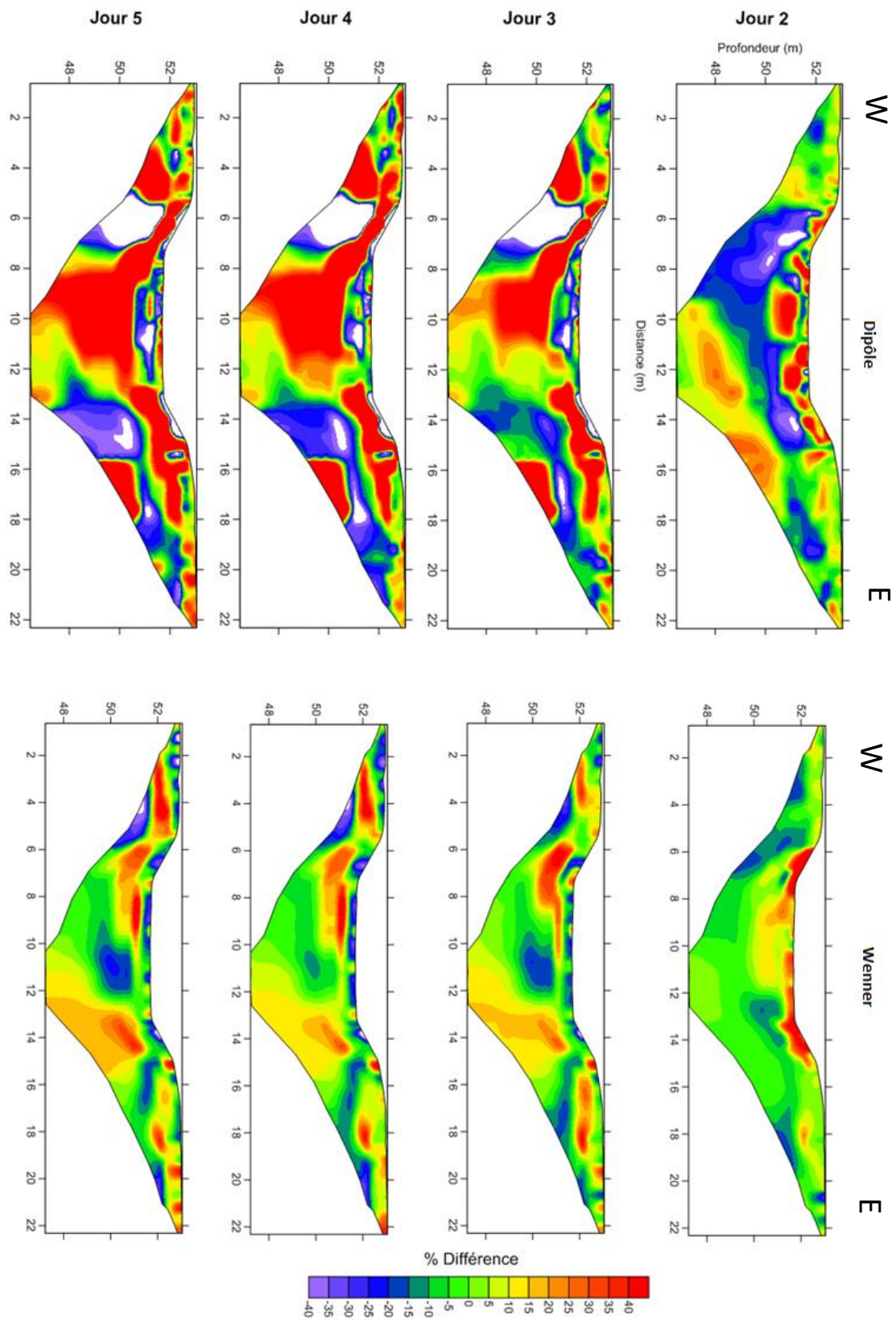


Figure 5-11 : Expression des résultats du premier profil en termes de différences de résistivité par rapport au jour 1 en configurations Dipôle et Wenner.

1.2-PROFIL ERT 2

Le second profil réalisé sur le terrain était placé entre le centre de la rivière et la berge de la rive droite. Les électrodes étaient constituées de vis fixées sur des bandes de caoutchouc souples installées au fond du lit et sur les berges. La taille totale de ce profil est de 9,4 mètres, avec une série de 48 électrodes espacées de 20 centimètres. La résolution de ce profil est la plus grande des trois profils mis en place sur le terrain. Lors du troisième jour, le profil ERT 2 a été fait alors que le niveau d'eau dans la rivière n'était pas encore remonté, ce qui n'est pas le cas pour les deux autres profils ERT 1 et ERT 3, réalisés plus tard dans la journée.

Comme pour le profil ERT 1, les mesures inversées de façon distincte et présentées sous forme "brute" après inversion montrent la présence de trois zones de résistivités distinctes (Figure 5-11). La zone située sous la rivière présente des valeurs très faibles, inférieures à $10 \Omega\text{m}$. Cette zone de faible résistivité s'étend également sur une partie de la berge, qui peut comporter un certain nombre de cavités remplies d'eau. De même, les zones de résistivité plus forte, sont associées à un niveau de sol anthropique, mélangé à des remblais. Au niveau de la rupture de pente sur la rive droite, la zone de forme arrondie apparaissant en rouge indique en fait que l'eau a creusé la berge, formant une cavité remplie d'air et donc fortement résistante (Figure 5-12).

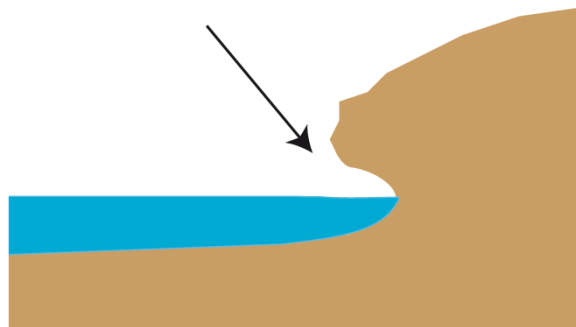


Figure 5-12 : Présentation schématique de la géométrie de la berge rive droite, où des cavités partiellement remplies d'eau peuvent s'être formées.

Sur les données exprimées en différences, on retrouve la disparité de mesures déjà mise en évidence entre les dispositifs Wenner et Dipôle (Figure 5-13 et Figure 5-14). Les valeurs minimales et maximales sont beaucoup plus importantes sur les mesures effectuées suivant la configuration Dipôle. Lors des jours 2 et 3 où le barrage est abaissé, les 50 premiers centimètres sous la rivière présentent une forte augmentation de la résistivité. À l'inverse, le reste du profil, situé plus en profondeur, montre des valeurs exprimées en différences beaucoup plus faibles que le profil de référence. À l'inverse, lorsque le niveau d'eau remonte à partir du jour 3 à 13h, la résistivité sous la rivière diminue fortement, alors que les zones qui auparavant apparaissaient comme moins résistantes ont des valeurs qui augmentent. Au niveau des berges, on observe une grande disparité dans les valeurs, mais qui ne varie qu'entre le deuxième et le troisième jour. Sur la série en Wenner, les résultats sont très similaires à ceux observés sur le dispositif Dipôle. Ainsi, on observe une forte augmentation de la résistivité les jours 2 et 3 où le barrage est abaissé, alors que lorsque le niveau remonte, la polarité de cette zone est inversée. En particulier, on peut situer une bande mise en évidence par des valeurs inférieures à $20 \Omega\text{m}$, et d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur.

On retrouve une variation globale similaire à celle enregistrée sur le premier profil. Ainsi, les mesures ont enregistré au cours du temps une variation importante sous la rivière, qui n'est pas forcément en accord avec la loi d'Archie, si l'on considère uniquement des variations liées à une modification de la conductivité de l'eau porale. Lorsque le niveau est abaissé, la résistivité sous la rivière augmente, et à l'inverse, une remontée du niveau d'eau dans la rivière provoque une baisse de la résistivité des sédiments de rivière.

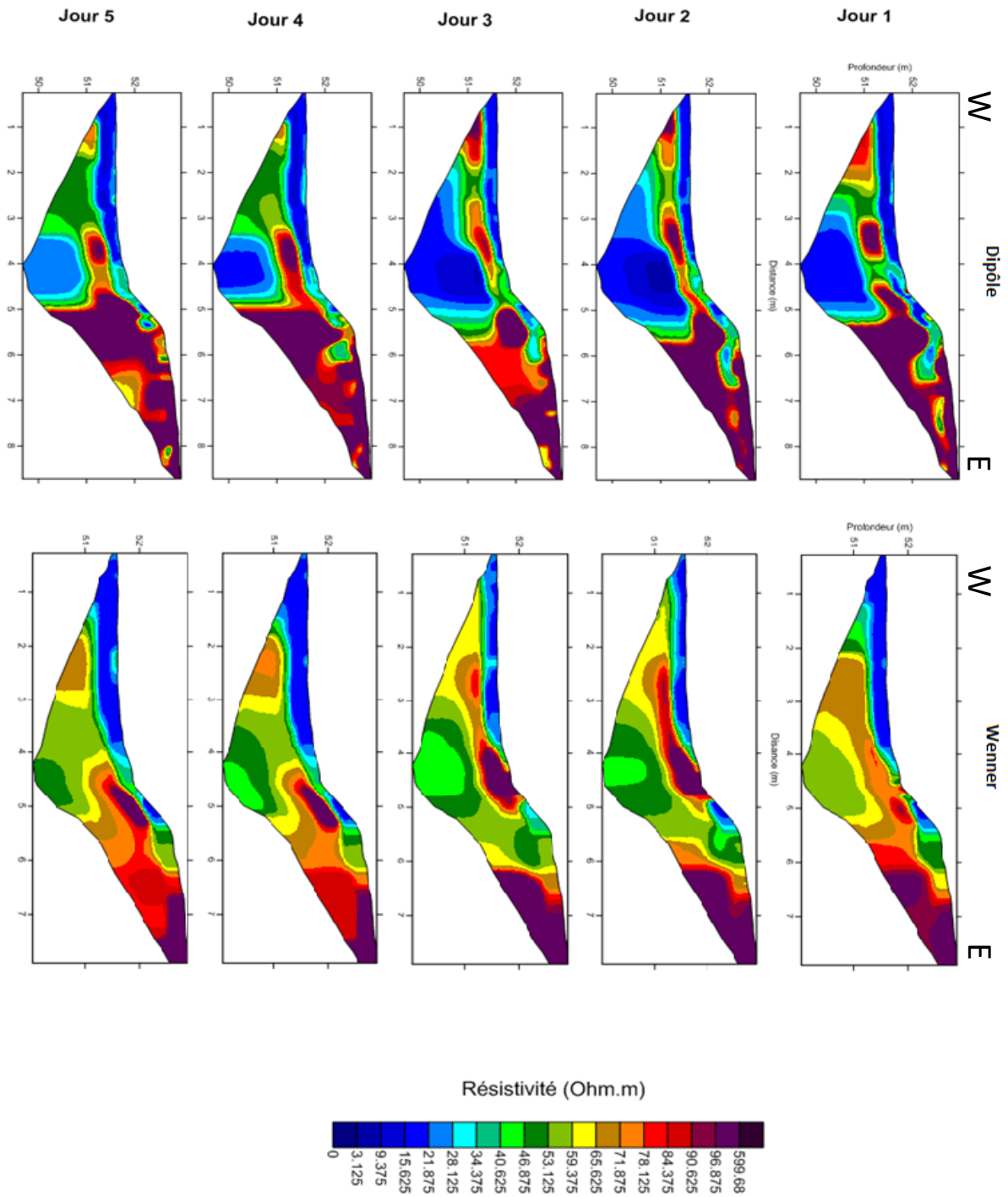


Figure 5-13 : Résultats obtenus sur le profil ERT 2 sur l'expérience du barrage en configurations Dipôle et Wenner après inversion des données.

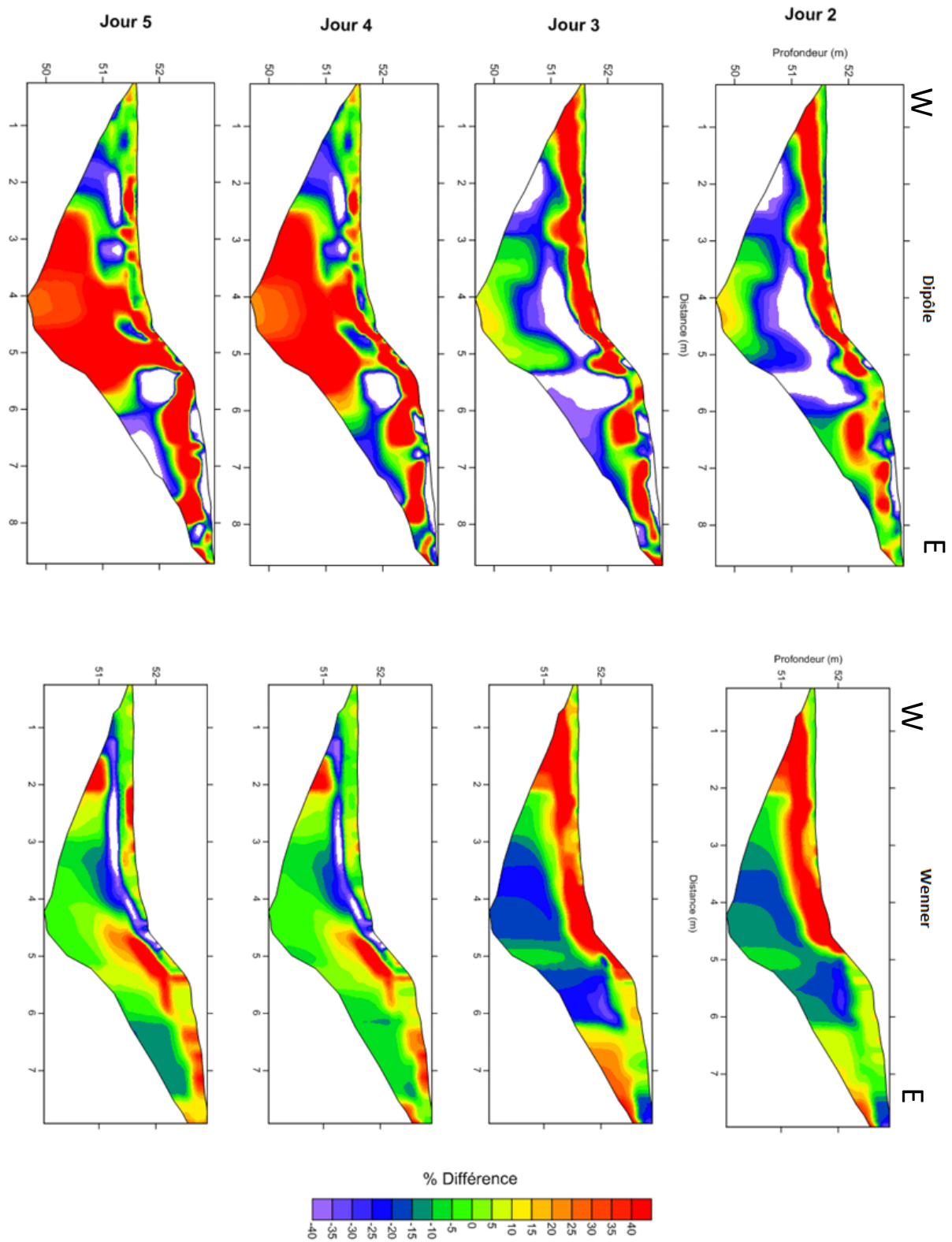


Figure 5-14 : Résultats obtenus en différences sur le profil ERT 2 durant l'expérience du barrage en configuration Dipôle et Wenner.

I.3-PROFIL ERT 3

Le profil ERT 3 se présente sous la forme d'une ligne composée de 48 électrodes, espacées de 25 centimètres et placées au fond du lit de la rivière, parallèle à la berge, à environ 1 mètre de la rive droite.

Sur les données inversées, les profils réalisés en configurations Dipôle et Wenner sont très similaires (Figure 5-15 et Figure 5-16). On met en évidence une fois de plus les trois zones de résistivités distinctes, qui se répartissent ici suivant la profondeur. La zone présentant les résistivités les plus fortes, sur environ un mètre de profondeur, est située entre 50 centimètres et un mètre de profondeur. À l'extrémité Nord du profil (à droite sur les profils de la Figure 5-15), la zone plus résistante affleure. Ce résultat est en accord avec les observations faites sur le terrain. En effet, l'extrémité du profil 3 se termine au niveau de la passerelle, à l'endroit où se trouve un amas de pierres barrant partiellement la rivière et modifiant l'écoulement. On peut donc penser que ces pierres issues de remblais ont une résistivité plus forte. Le remblai se retrouve également sur une épaisseur moyenne d'un mètre sous le fond du lit de la rivière. Contrairement à ce que l'on a pu observer au sein de la zone la plus superficielle sous la rivière, on n'observe aucune variation visible sur les profils inversés. D'une façon générale, il est très difficile de localiser des éventuelles variations sur les profils "bruts" ici sans avoir recours à une inversion time-lapse et au passage en différences sur les profils Dipôle.

Sur les profils exprimés en différences, on peut voir que les deux dispositifs donnent cette fois-ci des résultats tout à fait similaires (Figure 5-16). Lors du deuxième jour, où le niveau de l'eau était abaissé, on observe globalement une augmentation de la résistivité dans les premiers centimètres de sédiments, alors qu'à l'inverse, lorsque le niveau d'eau remonte les jours suivants, une zone où la résistivité diminue très fortement se développe plus en profondeur. Les résultats obtenus sont donc en accord avec les profils ERT 1 et ERT 2. Sur le profil ERT 3, on peut observer l'équivalent d'une séquence "pool-riffle". En effet, les deux extrémités du profil ont une altitude légèrement plus élevée qu'en son centre, visible sur les figures 5-15 et 5-16. Si l'on se réfère au fonctionnement de ce type de séquence, le fait d'abaisser le niveau d'eau provoque une diminution des échanges du sud vers le nord, ce qui pourrait expliquer l'augmentation de la résistivité mesurée le deuxième jour, par rapport au jour de référence. À l'inverse, une remontée du niveau de la rivière entraîne la reprise du système d'échanges car la différence de charge est à nouveau suffisante pour permettre à l'eau de surface de pénétrer dans les sédiments en amont et être rejetée en aval. Ainsi, la diminution de la résistivité enregistrée les jours suivants peut être le signe de ces échanges d'eau qui peuvent reprendre une fois le niveau d'eau revenu à la normale, provoquant un gradient de pression suffisant pour permettre à l'eau de rivière de passer dans les sédiments.

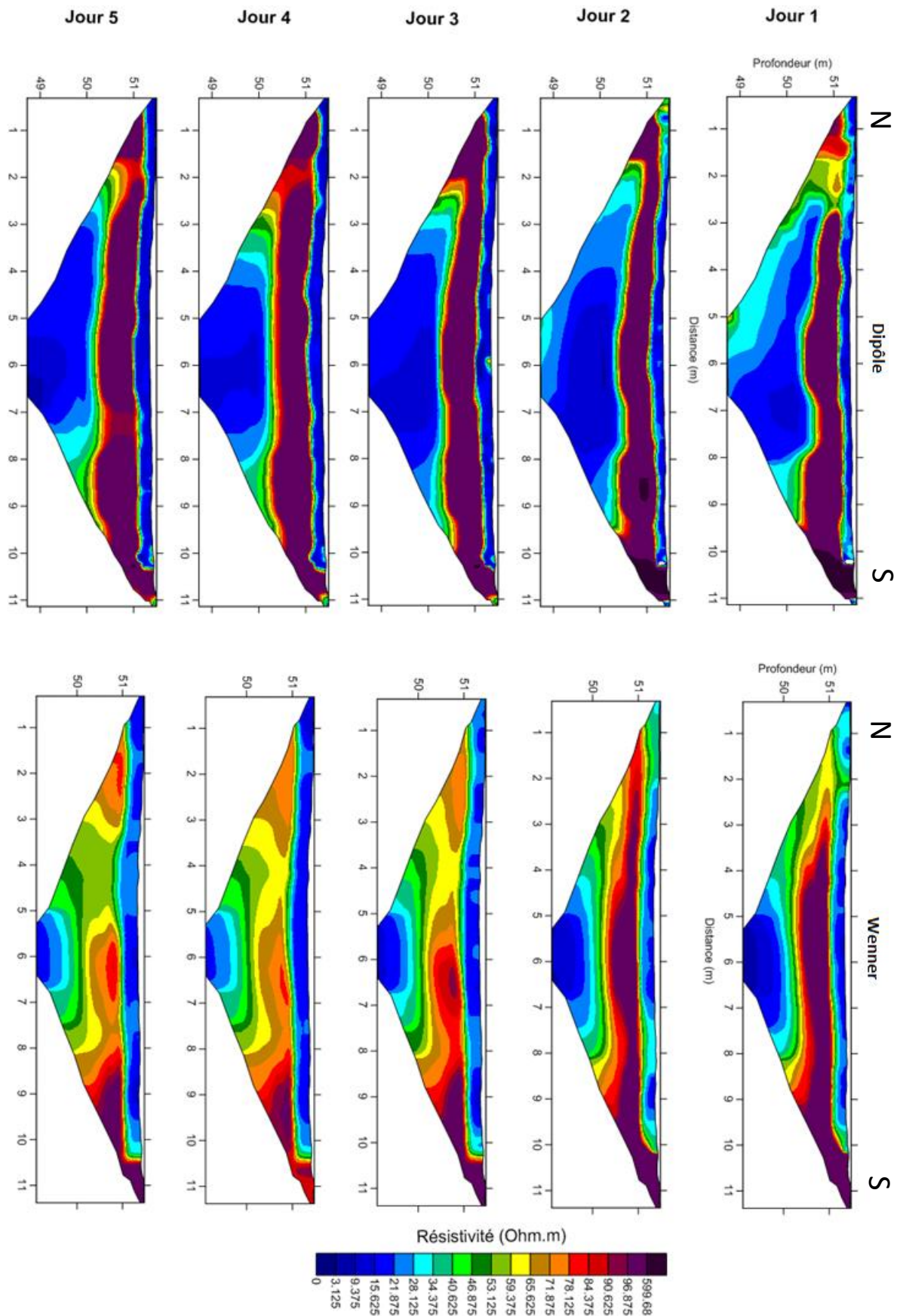


Figure 5-15 : Résultats obtenus après inversion sur le profil ERT 3 en configurations Dipôle et Wenner durant l'expérience du barrage.

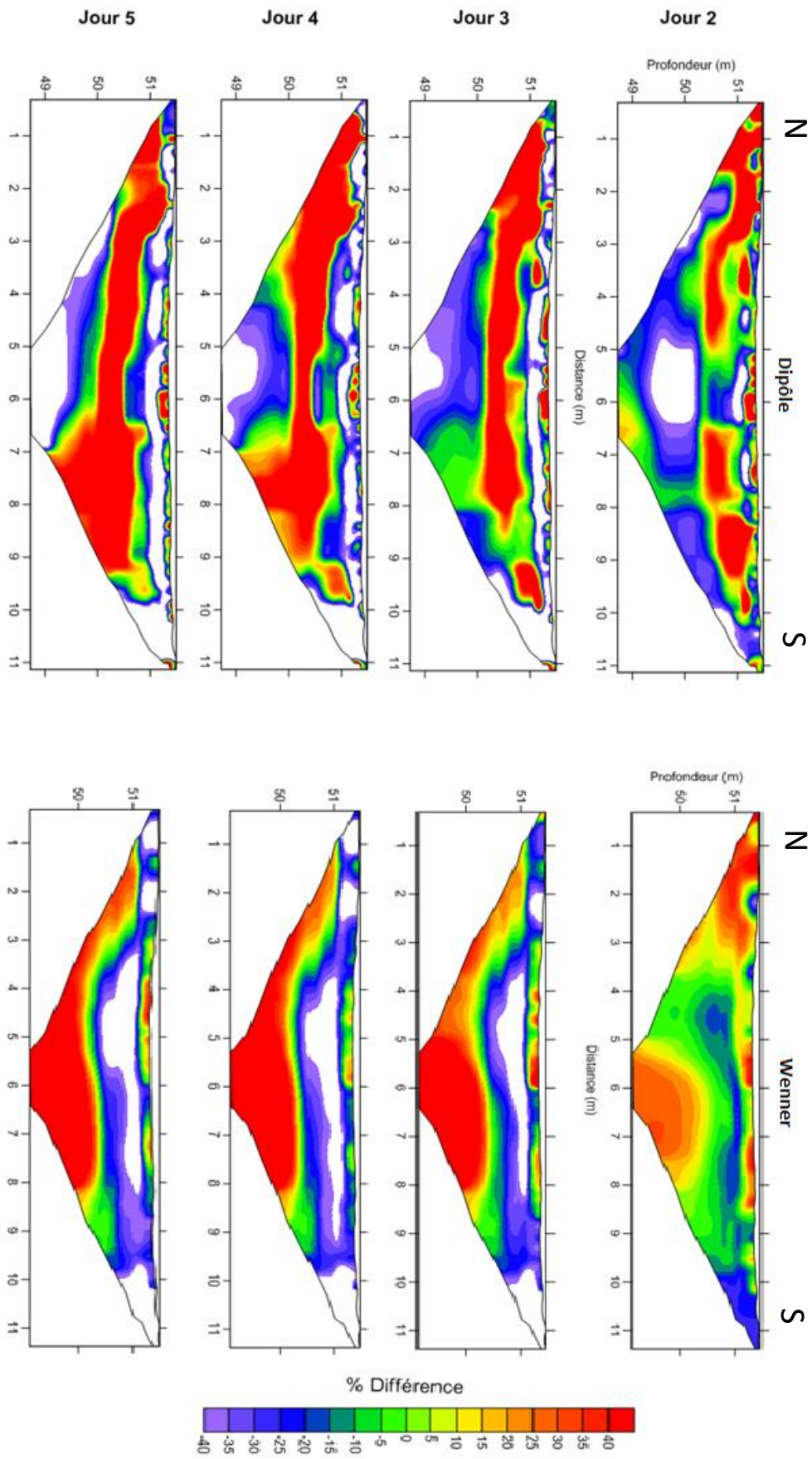


Figure 5-16 : Résultats obtenus en différences sur le profil ERT 3 en configurations Dipôle et Wenner durant l'expérience du barrage.

D-CONCLUSION

En conclusion de cette expérience, il est intéressant de mettre en relation les interprétations faites à l'aide des différentes méthodes utilisées sur le terrain. Les données géochimiques semblent indiquer que la modification du niveau d'eau entraînée par la manipulation d'un barrage provoque des variations importantes dans la géochimie de l'eau porale. Le chlorure est ici considéré comme un élément conservatif, dont la concentration dans la rivière est bien distincte de celle dans les sédiments au niveau du site d'étude. De plus, les données isotopiques, bien que peu variables ici, montrent tout de même un comportement similaire des masses d'eau. Lors de l'abaissement du niveau d'eau dans la rivière, il se produit d'une part un phénomène de remontée d'eau provenant des sédiments, à cause d'une augmentation du gradient nappe-rivière. On assiste donc au début d'un rééquilibrage de ce gradient, avec dans un premier temps un apport d'eau souterraine vers la rivière. À l'inverse, lorsque l'on fait remonter brusquement le niveau de l'eau à son état d'origine, l'augmentation brutale de la charge hydraulique provoque un enfoncement temporaire d'eau de rivière jusqu'à une profondeur d'au moins 50 centimètres. Enfin, cet enfoncement est apparu comme un phénomène temporaire, ne durant qu'une journée-et-demie puisque les mesures effectuées à la fin de l'expérience ont montré un retour à un profil proche de celui observé au tout début de l'expérience.

Si l'on met en relation les données géochimiques avec les données géophysiques, on peut expliquer l'évolution des paramètres mesurées. En effet, nous avons observé que l'abaissement du niveau de l'eau dans la rivière provoquait une augmentation globale de la résistivité dans les sédiments situés juste sous la rivière. En revanche, on notait également une zone moins résistante plus en profondeur. Cette dernière zone peut être le signe de la remontée d'eau de nappe depuis la partie inférieure du profil vers la surface. À l'inverse, l'augmentation de la résistivité dans les sédiments les plus superficiels peut être reliée à la diminution de la conductivité de l'eau de rivière. De même, lorsque le niveau d'eau remonte, on observe alors une zone dont la résistance diminue, associée à une augmentation de la concentration en chlorure et donc un apport d'eau de rivière dans les premiers 50 centimètres de sédiments, mais ce signal est également présent dans la partie inférieure des profils. L'hypothèse selon laquelle il existerait une possibilité pour l'eau de rivière de pénétrer en profondeur peut effectivement se retrouver sur les profils de tomographie électrique à plus haute résolution, qui semblent faire état de la présence de zones de résistivités différentes et donc de lithologies distinctes. Certaines formations géologiques paraissent plus aptes à faire circuler de l'eau de rivière de façon assez rapide, alors que d'autres au contraire ont tendance à limiter la pénétration de l'eau de surface jusqu'à une grande profondeur. Les données géophysiques ne peuvent pas être reliées simplement aux données géochimiques, car l'augmentation ou la diminution de la résistivité observée dans la zone des sédiments de rivière superficiels n'est pas en accord avec l'évolution théorique attendue selon l'apport d'eau de rivière ou d'eau souterraine dans les sédiments. Le signal de résistivité ne peut donc pas être ramené seulement à l'eau contenue dans le milieu poreux. On peut envisager que les variations observées sont également dues au changement de conditions aux limites, c'est-à-dire à la variation de l'épaisseur de la tranche d'eau, bien qu'elles aient été prises en compte lors de l'inversion.

Les résultats de cette expérience démontrent bien toute la complexité du fonctionnement de la zone hyporhéique en contexte dynamique, ainsi que la nécessité de combiner plusieurs méthodes de mesures pour parvenir à donner des hypothèses sur les mécanismes ayant lieu lorsque le niveau d'eau en rivière varie. Ces derniers se révèlent complexes, comme une association de paramètres physiques et chimiques au sein d'un milieu très hétérogène.

CHAPITRE 6 : SUIVI DE LA ZONE HYPORHÉIQUE LORS D'UN TRAÇAGE ARTIFICIEL

A-CONTEXTE ET MÉTHODOLOGIE

I-CONTEXTE

I.1-INTRODUCTION

Ce second chapitre consacré aux résultats des expériences de terrain présente l'ensemble des mesures effectuées lors d'une expérience de traçage artificiel. L'objectif de cette expérience est de suivre la progression de l'eau de surface au sein des sédiments de rivière à l'aide des outils présentés dans le chapitre précédent. Ici le niveau d'eau en rivière n'est pas modifié artificiellement, mais c'est la géochimie de l'eau qui est modifiée (ajout de sel dans la rivière).

I.2-MÉTHODOLOGIE

Cette expérience, qui s'est déroulée le 1^{er} avril 2016, a nécessité auparavant deux jours d'intervention pour l'installation du matériel. Contrairement à l'expérience précédente qui mettait en jeu la manipulation du niveau d'eau dans la rivière via l'ouverture et la fermeture de clapets d'un barrage, ici le traçage est fait directement sur le site. L'objectif était de suivre le parcours de l'eau de rivière au sein des sédiments de la zone hyporhéique, à l'aide de méthodes géochimiques et géophysiques. Pour cela, de l'eau de rivière salée a été injectée dans la rivière pendant une heure afin de réaliser un "pulse" de concentration dans la rivière. Avant, pendant et après l'injection, de nombreuses mesures ont été faites à la fois dans la rivière et dans les sédiments. Des échantillons d'eau ont également été prélevés pour être analysés au laboratoire et retrouver par exemple l'évolution de la concentration de certains anions majeurs dans l'eau porale des sédiments de rivière au cours de l'expérience.

II-PRÉSENTATION DES DISPOSITIFS MIS EN PLACE

Pour cette seconde expérience de terrain, le site a été de nouveau équipé par plusieurs types de dispositifs (Figure 6-1). Il a fallu installer un système de pompe pour pouvoir répartir le traceur au sein de la rivière. Durant la journée du 1^{er} avril, cinq personnes ont été en charge de réaliser un grand nombre de mesures à haute résolution spatiale et temporelle.

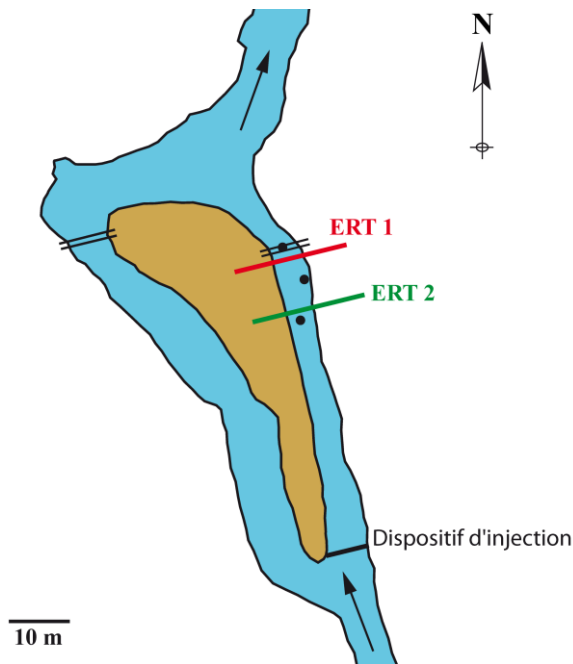
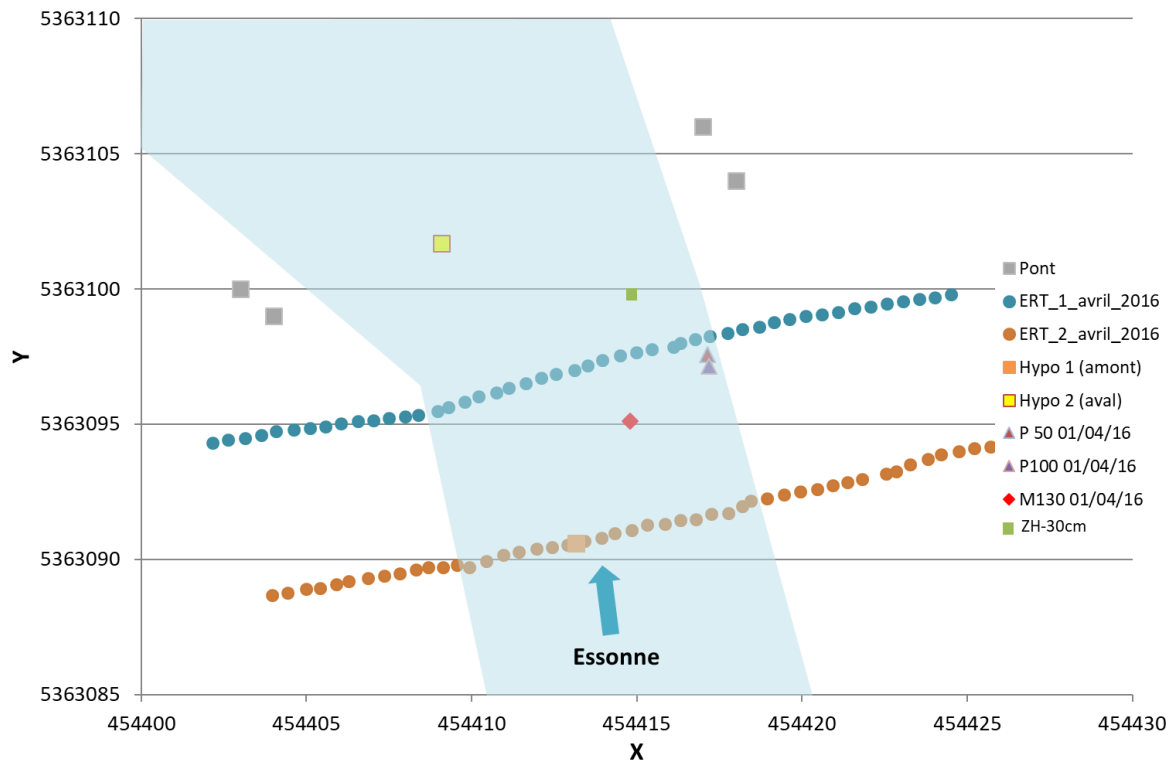


Figure 6-1 : Localisation des différents dispositifs installés sur le site pour le suivi de l'expérience de traçage (en haut) et localisation du point d'injection en amont de l'île Ambart (en bas).

II.1-SONDES CTD EN RIVIÈRE

Tout comme pour l'expérience présentée dans le chapitre 5, les deux sondes Hypo 1 et Hypo 2 placées dans les piézomètres de rivière situés en amont et en aval de la zone d'étude ont permis de suivre l'évolution temporelle du niveau d'eau, de la conductivité et de la température.

II.2-CONDUCTIMÈTRES MANUELS ET SONDE HORIBA EN RIVIÈRE

Afin de suivre plus précisément les variations de la conductivité en rivière suite à l'ajout d'eau salée, cinq conductimètres à lecture manuelle ont été installés sur le site d'étude, répartis sur les deux rives, ainsi qu'à l'aplomb de la passerelle. De plus, une sonde HORIBA a été placée au centre de la passerelle pour mesurer à intervalles réguliers plusieurs paramètres physico-chimiques au centre de la rivière, comme l'oxygène dissous ou le TDS.

II.3-TUBE DE PRÉLÈVEMENT MULTI-NIVEAUX

Les deux tubes de prélèvements installés précédemment ayant été vandalisés, ils n'ont donc pas pu être utilisés à nouveau. Pour cette expérience, un seul tube a été inséré dans les sédiments de rivière, à proximité de l'ancien dispositif P1. Cette fois-ci, le tube a une longueur totale de 1,3 mètre avec les tubes de prélèvements en téflon placés tous les 10 centimètres. Afin de permettre de faire des prélèvements au sein du dispositif même lorsque des acquisitions de tomographie électrique sont en cours, les tubes en téflon ont été équipés de rallonges, elles aussi en téflon, de plusieurs mètres de long afin de pouvoir prélever de l'eau dans chaque tube tout en restant sur les berges (Figure 6-2).



Figure 6-2 : Vue de l'un des opérateurs en train de réaliser les mesures géochimiques. On aperçoit un piézomètre installé dans les sédiments de la rivière (avec le marquage vert) et équipé d'une rallonge en téflon pour le prélèvement d'eau. Sur la droite de l'image, on peut voir les rallonges en téflon reliées au dispositif P1 et équipées de seringues pour l'échantillonnage de l'eau. La ligne d'électrodes ERT 1 est visible le long du câble orange.

II.4-CAPTEURS DE PRESSION

Les capteurs de pression utilisés lors des expériences présentées dans le chapitre 5 ont été à nouveau mis en place à proximité du dispositif P1. Ils sont installés à deux profondeurs différentes dans les sédiments, 50 centimètres et 1 mètre, et mesurent la différence de pression entre la rivière et les sédiments.

II.5-TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Deux profils de résistivité électrique ont été installés, avec un espacement de 50 centimètres entre chaque électrode. Ces deux profils, ERT 1 et ERT 2, sont tous les deux placés de façon transversale à la rivière, et espacés d'environ 5 mètres. Leur longueur totale est de 23,5 mètres, ils sont placés entre l'île Ambart (rive gauche) et la rive droite du bras de l'Essonne étudié. Un autre ajout majeur de cette expérience par rapport à celle réalisée précédemment est l'utilisation d'un dispositif électrique qui a été isolé au maximum pour éviter toute perte de courant dans l'eau. Pour cela, les électrodes ont été isolées à l'aide de ruban adhésif étanche (Figure 6-3).



Figure 6-3 : Vue d'une électrode isolée reliée à sa connexion.

Les connexions ont été isolées au sein de cette gangue, et reliées aux câbles via des fils électriques isolés. Enfin, les câbles et les connexions ont été installés le long d'une corde pour maintenir les connexions hors de l'eau (Figure 6-4).



Figure 6-4 : Photographie des deux lignes électriques avec les connexions fixées hors de l'eau sur des cordes entre les deux berges.

III-DÉROULEMENT DE L'EXPÉRIENCE

III.1-DISPOSITIF D'INJECTION

Pour faciliter l'injection, le sel (sel de déneigement, majoritairement constitué de NaCl) a été préalablement dissous dans de l'eau de rivière et placé dans une grande cuve de 500 litres à l'extrémité sud de l'île Ambart, à environ 50 mètres en amont de la zone d'étude. En tout, 100 kg de sel ont été progressivement ajoutés dans la cuve la veille de l'expérience pour permettre au sel de se dissoudre. Pour réaliser une injection homogène sur toute la largeur de la rivière, une rampe d'injection a été installée sur toute la largeur de la rivière à l'extrémité sud de l'île Ambart. Cette rampe est constituée d'une corde sur laquelle sont fixés plusieurs tuyaux d'arrosage équipés de pistolets d'arrosage bloqués en position ouverte. Une pompe branchée sur un groupe électrogène permet de pomper l'eau salée hors de la cuve et de la propulser à la rampe d'injection (Figure 6-5).

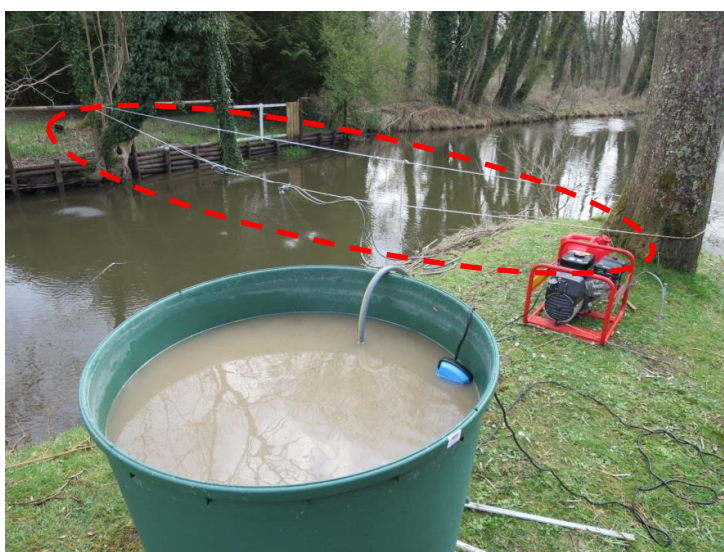


Figure 6-5 : Vue de la cuve d'eau salée et de la rampe d'injection (entourée en rouge) installée en amont de l'île Ambart.

III.2-DÉROULEMENT DE L'EXPÉRIENCE

Avant l'injection, une série complète de mesures est effectuée sur tous les dispositifs géochimiques, géophysiques et hydrologiques. Puis l'injection de l'eau salée dans la rivière est lancée à 12h30. La durée totale pour injecter les 500 litres d'eau dans l'Essonne est d'une heure. Au cours de l'injection, certains pistolets se sont en partie colmatés à cause de la grande concentration en sel, et le débit d'injection a dû être réadapté. Il n'est donc pas conservé au cours du temps. Pendant et après la fin de l'injection, des sets de données ont été faits sur les différents dispositifs. En tout, 8 sets de prélèvements géochimiques ont été effectués, ainsi qu'une vingtaine de profils ERT (Figure 6-6). Chaque set de prélèvements pour les mesures géochimiques prend entre 5 et 15 minutes, alors que chaque profil électrique est effectué en 8 minutes. Les données des sondes en rivière et en zone hyporhéique ont été récupérées, ainsi qu'une douzaine de mesures ponctuelles faites à l'aide des conductimètres.

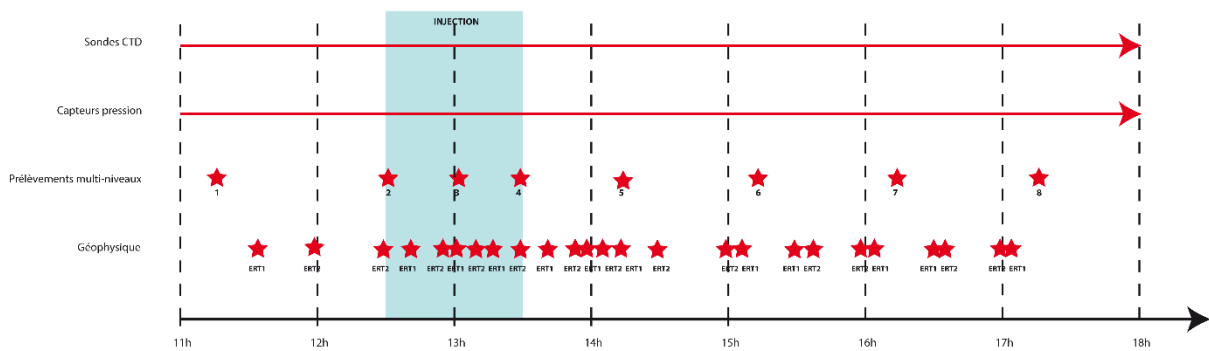


Figure 6-6 : Détail des mesures réalisées sur le site de l'île Ambart pendant l'expérience de traçage du 1^{er} avril 2016.

III.3-SUIVI DES PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA RIVIÈRE

Sur l'ensemble de la journée, les données des deux sondes de rivière ont été compilées et traitées, afin de pouvoir suivre l'évolution de la hauteur d'eau, de la température et surtout de la conductivité lors de cette expérience de traçage (Figure 6-7). Il est à noter que les clapets du barrage manipulés l'année précédente ont été abaissés pour un test longue durée depuis le mois de février 2016. Notons également que pendant les deux jours précédant l'expérience, le temps a été pluvieux.

Les sondes ont mesuré une augmentation du niveau d'eau entre le 30 mars et le premier avril. Cette augmentation du niveau d'eau, visible sur les relevés effectués en amont et en aval, est associée à un événement pluvieux ayant eu lieu la veille. L'après-midi du 31 mars, le niveau d'eau dans la rivière a augmenté de 10 centimètres environ. De plus, une nouvelle augmentation du niveau d'eau est visible dans la journée du 1^{er} avril. Cette augmentation, bien qu'assez faible (2,5 à 3 centimètres), a eu lieu durant l'expérience de traçage et devra donc être prise en compte pour les calculs des bilans de masse.

La température, quant à elle, diminue de façon assez continue jusqu'au milieu de la journée du 1^{er} avril avant d'augmenter à nouveau. Quant à la conductivité, on peut voir qu'elle est au départ relativement stable, autour de 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Puis l'après-midi du 31 mars, alors que le niveau d'eau augmente, la conductivité de la rivière diminue, pour atteindre en moyenne 560 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Le 1^{er} avril, on voit nettement le pic de concentration suite à l'injection de l'eau salée dans la rivière. La conductivité mesurée dans la rivière atteint alors près de 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Puis elle diminue à nouveau pour revenir à une valeur qui reste cependant en dessous de la valeur initiale, car le niveau d'eau continue de monter. On observe donc une corrélation entre la diminution de la conductivité et l'augmentation du niveau d'eau. L'augmentation du niveau d'eau est donc liée à un événement pluvieux, qui dilue le signal géochimique initial de la rivière.

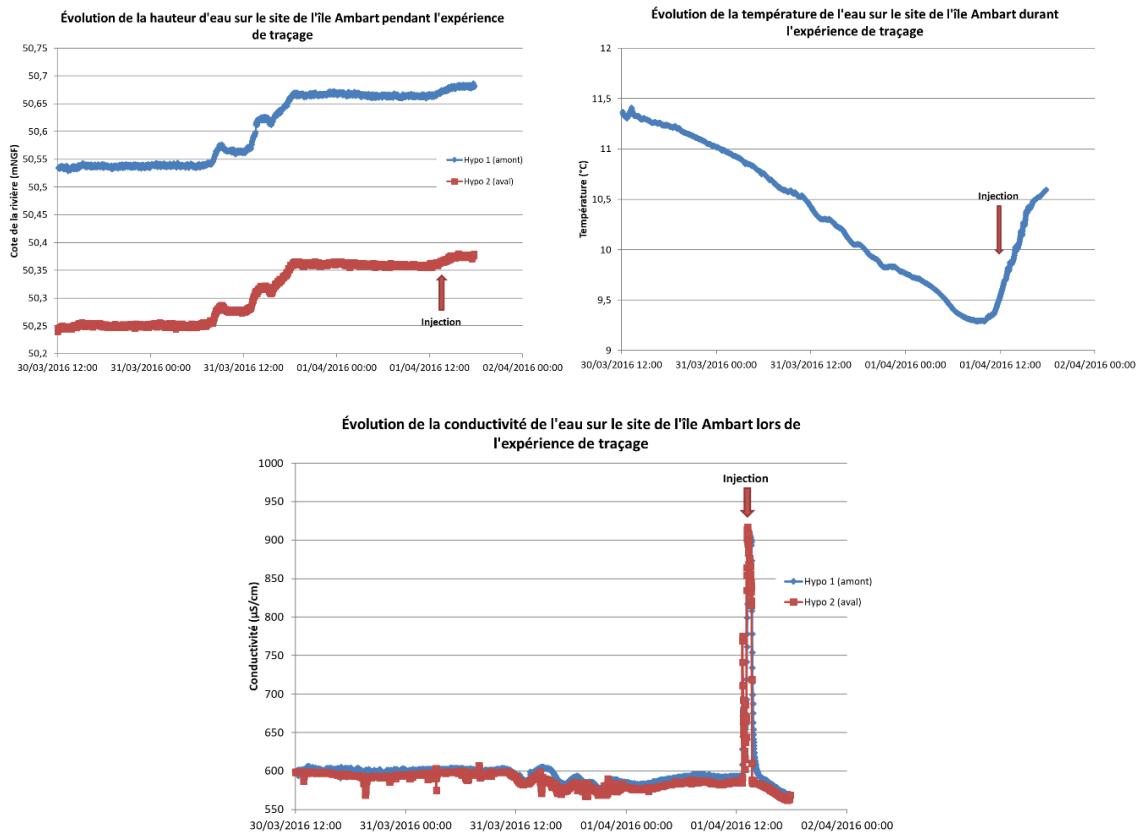


Figure 6-7 : Évolution de la cote de la rivière, de la température et de la conductivité de la rivière en amont et aval de la zone d'étude du 30 mars au 1^{er} avril 2016. Pour la température, les données des deux sondes sont très proches, et seule la sonde amont a été représentée.

Afin de mieux mettre en évidence ce qui se passe lors de l'expérience de traçage, on peut réaliser un zoom des données sur les quelques heures de la journée du 1^{er} avril durant lesquelles s'est déroulée l'expérience (Figure 6-8). Sur cette nouvelle figure sont présentées les variations de conductivité enregistrées par les sondes amont et aval lors de l'injection de sel dans l'Essonne. À cause de la variation du débit de l'injection, on peut voir deux pics de conductivité. Le premier a lieu quelques minutes à peine après le début de l'injection, la conductivité augmente alors de 600 à 680-780 $\mu\text{S}/\text{cm}$ selon les sondes. Puis, lorsque le débit d'injection est revu à la hausse, on observe un second pic, plus long, d'une quarantaine de minutes, avec un palier se situant entre 850 et 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Une fois l'injection terminée, la diminution de la conductivité au sein des deux piézomètres de rivière n'est pas tout à fait identique. La décroissance est très brusque dans la zone aval, alors qu'elle dure plus d'une demi-heure pour la zone située en amont. Cette différence de comportement peut être due à la morphologie de l'Essonne entre l'amont et l'aval. Dans la partie amont, la rivière est plus profonde et très envasée, ce qui peut provoquer un certain ralentissement dans la circulation de l'eau et donc du sel. De plus, la circulation entre le piézomètre de rivière et l'eau de rivière est en partie freinée par le colmatage dû à la vase. D'une façon générale, il a été constaté sur le terrain que l'écoulement n'était pas laminaire, ce qui peut expliquer les différences observées entre l'amont et l'aval.

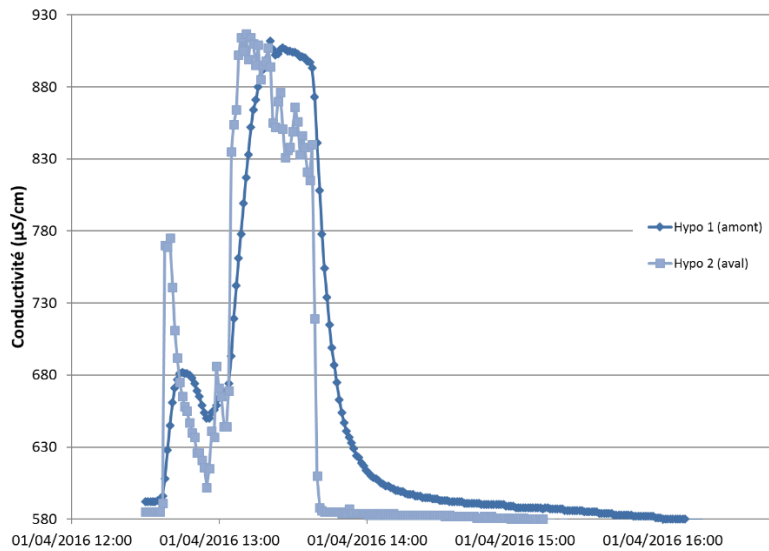


Figure 6-8 : Zoom sur l'augmentation de la conductivité dans la rivière lors de l'expérience de traçage du 1^{er} avril 2016.

III.4-MESURES DE DÉBIT DE L'ESSONNE

Deux mesures de débit de la rivière ont été faites à l'aide d'un micro-moulinet avant et après l'expérience. Après avoir été compilées, elles sont interpolées grâce à un programme Scilab, qui permet de calculer les débits selon une intégration linéaire ou lissée des données. On rappelle que le principe des mesures de débit est basé sur une intégration des profils de vitesse réalisés à différentes distances de la berge (Figure 6-9). Ces profils sont ensuite intégrés une première fois (selon la profondeur) afin de retrouver une valeur en m^2/s pour chaque profil vertical. Puis on intègre une seconde fois en prenant en compte cette fois-ci l'évolution des valeurs exprimées en fonction de la distance à la berge (Figure 6-10). Une fois ce profil intégré, on obtient alors la valeur Q du débit de la rivière sur la section considérée.

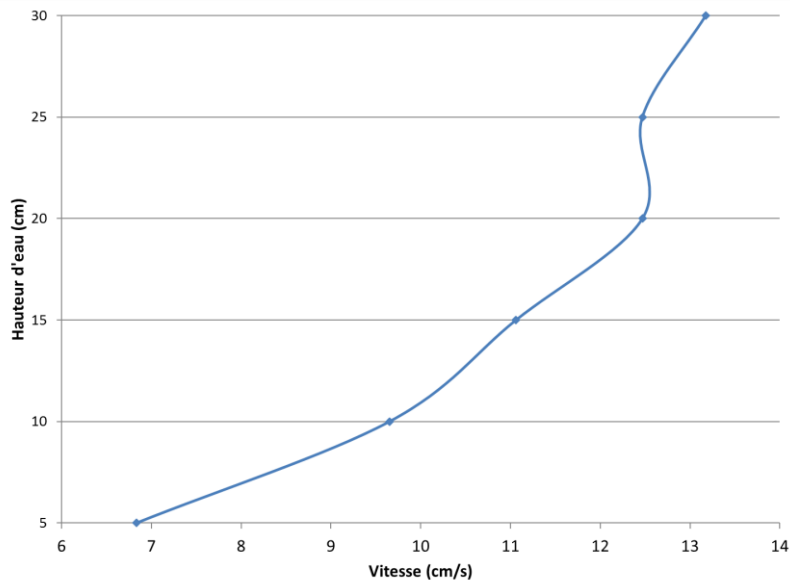


Figure 6-9 : Exemple de profil vertical des vitesses mesurées le matin de l'expérience pour estimer le débit.

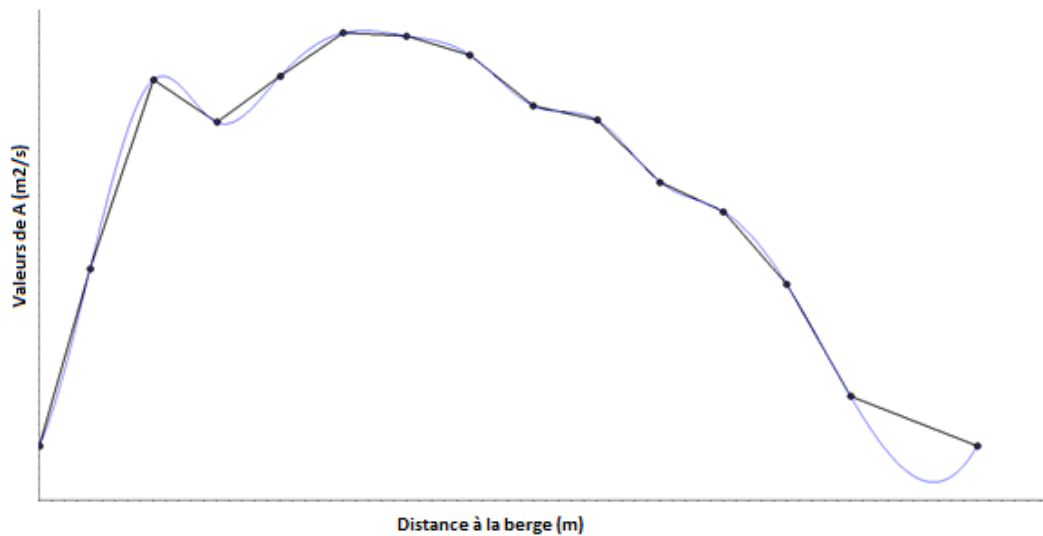


Figure 6-10 : Exemple du second graphique à intégrer représentant l'évolution des valeurs pour chaque profil vertical en m^2/s en fonction de la distance à la berge. Les deux courbes indiquent deux types d'intégration possible, en noir l'intégration linéaire, en bleu l'intégration "smooth".

Les mesures indiquent une augmentation du débit entre le matin et l'après-midi, qui passe de $0,17$ à $0,22$ m^3/s , soit une augmentation de près de 30% (Tableau 6-1 et Tableau 6-2). L'injection du traceur ne représente qu'une part négligeable de l'augmentation du débit observée (environ $1,3 \times 10^{-4}$ m^3/s). Elle serait plutôt due aux fortes précipitations ayant eu lieu la veille. Il faudra prendre en compte cette variation de débit pour le bilan de masse.

Numéro du profil vertical	Intégration "Smooth" (m^2/s)	Intégration Linéaire (m^2/s)	Moyenne (m^2/s)
1	164,4	160,4	162,4
2	338,3	333,9	336,1
3	302,7	291,3	297,0
4	341,5	337,3	339,4
5	385,1	373,3	379,2
6	381,1	371,4	376,2
7	362,3	354,7	358,5
8	313,8	310,2	312,0
9	302,8	295,5	299,1
10	247,6	236,3	242,0
11	216,5	213,3	214,9
12	148,4	147,7	148,0
13	46,7	44,5	45,6

Débit m^3/s	0,17	0,18	0,17
---------------------------------	-------------	-------------	-------------

Tableau 6-1 : Tableau récapitulatif des mesures de débit effectuées à 11 heures. Les valeurs indiquées représentent les valeurs mesurées en m^2/s sur chaque profil et la dernière ligne indique les débits calculés selon chaque type d'intégration.

Numéro du profil vertical	Intégration "Smooth" (m ² /s)	Intégration Lineaire (m ² /s)	Moyenne (m ² /s)
1	203,4	197,0	200,2
2	411,6	407,6	409,6
3	469,2	460,2	464,7
4	435,0	426,9	431,0
5	372,0	363,8	367,9
6	235,6	227,8	231,7
7	134,7	129,9	132,3

Débit m³/s	0,22	0,22	0,22
------------------------------	-------------	-------------	-------------

Tableau 6-2 : Tableau récapitulatif des mesures de débit effectuées à 17 heures. Les valeurs indiquées représentent les valeurs en m²/s mesurées sur chaque profil et la ligne en jaune les débits calculés selon chaque type d'intégration.

III.5-BILAN DE MASSE DE L'EXPÉRIENCE

L'un des éléments importants à prendre en compte lors de cette expérience est le bilan de masse de la quantité de sel qui a circulé dans la rivière entre la zone d'injection et la zone d'étude. On peut estimer la quantité de sel retrouvée en aval au niveau de la zone d'étude grâce aux deux piézomètres de rivière. Pour cela, on commence par déterminer une courbe de calibration entre une quantité de sel dissoute dans l'eau de rivière et la conductivité mesurée de celle-ci. Cette calibration est faite au laboratoire, à partir d'eau de rivière prélevée sur le site et du même sel que celui utilisé pour l'expérience (Figure 6-11). La régression linéaire permet de relier la conductivité mesurée dans l'eau et la concentration en sel. En appliquant cette relation sur les courbes de conductivité mesurées dans la rivière, on peut calculer la quantité de sel évacuée dans la rivière au cours de l'expérience.

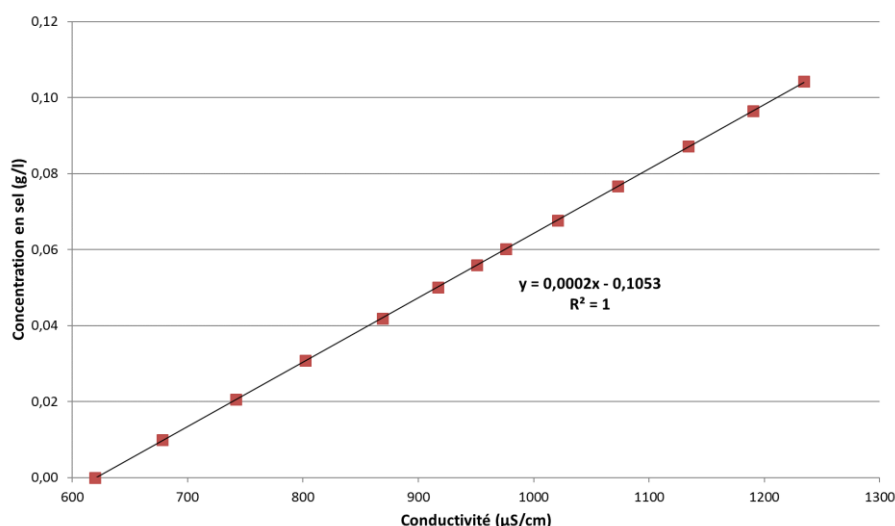


Figure 6-11 : Courbe de calibration en laboratoire de la concentration en sel en fonction de la conductivité de la solution pour l'échantillon d'eau prélevé sur le site d'étude.

Les mesures de débit faites avant et après l'expérience ont montré que le débit n'était pas constant au cours de la journée. Il faut donc prendre en compte l'augmentation du débit entre les deux mesures afin de pouvoir réaliser le bilan de masse. À partir de 13 heures, on peut voir que le niveau d'eau augmente de façon relativement linéaire, avant de se stabiliser à nouveau vers 16 heures (Figure 6-12). On suppose donc que les deux mesures de débit effectuées à 11 heures et 17 heures indiquent le débit minimal et maximal au cours de

la journée. N'ayant pas de courbe de tarage pour la section étudiée, on considère par défaut que l'augmentation de débit suit l'augmentation du niveau de l'eau de façon linéaire. On peut donc calculer pour chaque minute le débit de la rivière associé, et l'appliquer pour le bilan de masse.

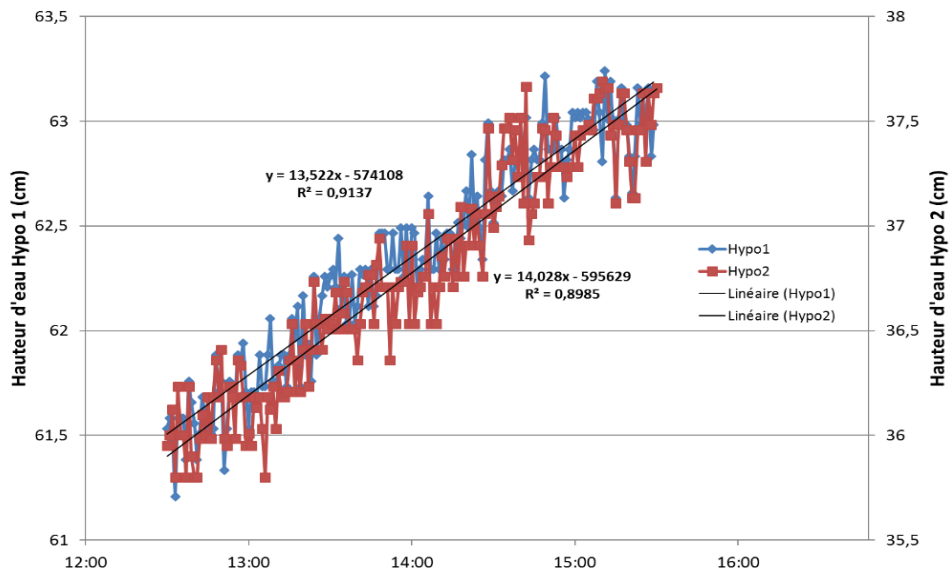


Figure 6-12 : Évolution des hauteurs d'eau mesurées durant l'expérience de traçage.

Entre 12 heures 30 et 15 heures 30, on calcule pour chaque minute le débit à partir d'une régression linéaire entre la valeur mesurée le matin et l'après-midi. On choisit les débits moyens calculés pour le matin et l'après-midi pour estimer la quantité d'eau évacuée par la rivière chaque minute. Puis grâce à la courbe de percée, on peut estimer à chaque minute la quantité de sel évacuée (Figure 6-13).

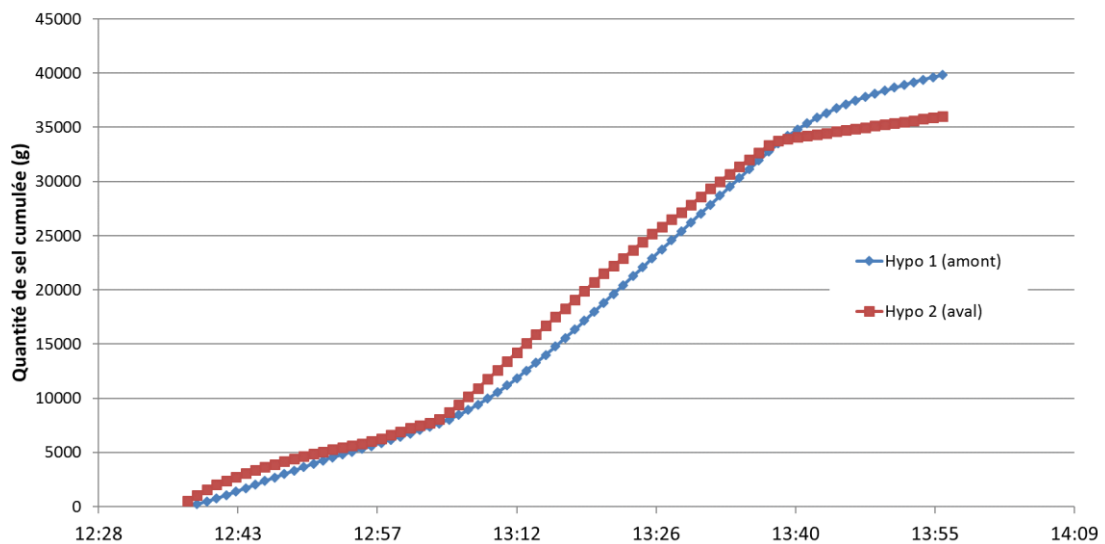


Figure 6-13 : Bilan de masse exprimé en quantité cumulée de sel calculée à partir des courbes de percée des piézomètres de rivière Hypo 1 (amont) et Hypo 2 (aval).

Une fois le bilan calculé, on récupère les quantités de sel calculées au sein de la rivière à partir des mesures des sondes (Tableau 6-3).

		Hypo 1 (amont)	Hypo 2 (aval)
Quantité totale de sel (g)	Moyenne	39833	33764
	Smooth	39590	33557
	Linéaire	40087	33980

Tableau 6-3 : Tableau récapitulatif des quantités de sel mesurées dans la rivière et calculées à l'aide des données de conductivité. Les calculs "smooth" et "linéaire" correspondent aux types d'intégrations possibles indiqués sur la Figure 6-10.

Les résultats du bilan de masse effectué au cours de l'expérience de traçage montrent qu'une grande partie du sel injecté en amont de l'île Ambart n'atteint même pas la zone d'étude, puisque seulement 39 kg sont récupérés au niveau du piézomètre Hypo 1 situé en amont de la zone d'étude. Le piézomètre aval indique quant à lui une valeur finale d'environ 33 kg. Entre les deux piézomètres espacés d'une quinzaine de mètres à peine, on a donc une perte de masse de près de 6 kg. Au final, on a donc une perte de plus de 60 % de la quantité de sel initialement injectée en amont de la zone d'étude. Cette déperdition est liée en grande partie à un stockage temporaire plus ou moins long du sel au sein de la vase qui recouvre le fond du lit de la rivière. Il peut être par la suite relâché progressivement, mais la sensibilité des sondes ne permet pas de relever d'augmentation notable de la conductivité dans la rivière. Les résultats obtenus avec les deux méthodes de calcul de débit sont très similaires. La méthode d'intégration des courbes pour la mesure du débit n'a donc pas d'impact notable sur les données calculées.

Au vu du bilan de masse effectué, on peut supposer que la grande partie du sel manquant est stockée entre l'amont de l'île Ambart où est injecté le sel et la zone d'étude. Ainsi, seule une partie est réellement transportée dans la rivière et peut se retrouver en aval. C'est cette partie qui a pu être tracée au niveau de la zone d'étude. Le reste du sel a pu s'évacuer progressivement après l'expérience.

B-RÉSULTATS EN RIVIÈRE

I-SUIVI DE LA CONDUCTIVITÉ EN RIVIÈRE

En plus du suivi des deux sondes dans les piézomètres de rivière, plusieurs relevés ont été faits à différents endroits de la rivière au cours de l'expérience. Cinq conductimètres ont été installés de part et d'autre de la zone d'étude, au niveau des deux profils électriques. En raison de l'incertitude des mesures faites avec ces appareils, l'un des conductimètres est retenu comme référence, et sert de calibration pour corriger les autres valeurs obtenues par les différents appareils (Figure 6-14).

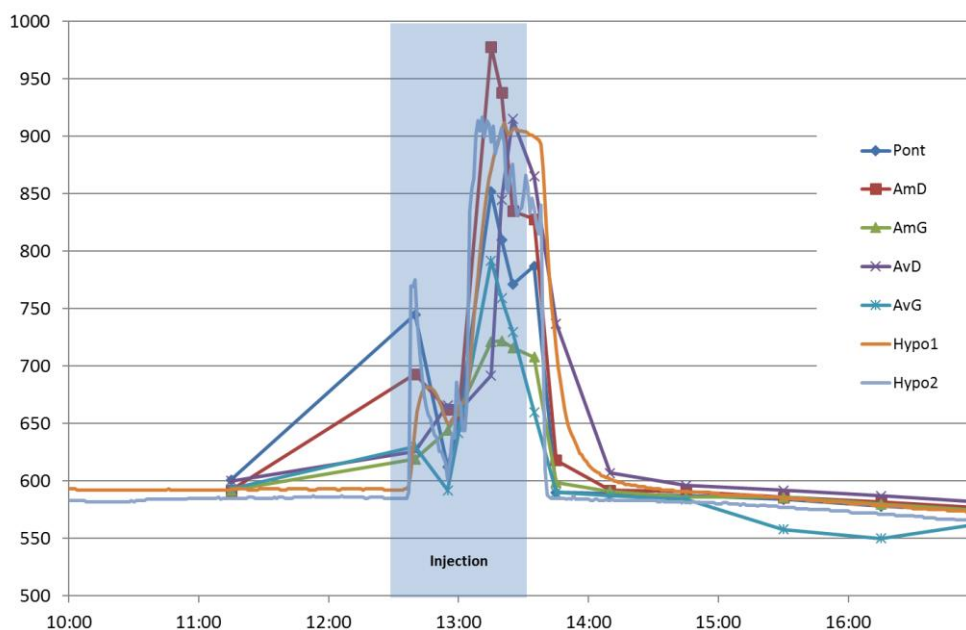


Figure 6-14 : Comparaison des mesures de conductivité effectuées en rivière lors de l'expérience de traçage. Pont : effectuées au niveau de la passerelle, AmD : Amont rive droite, AmG : Amont rive gauche, AvD : Aval rive droite, AvG : Aval rive gauche.

La comparaison entre les mesures effectuées par les sondes CTD installées dans la rivière et les mesures ponctuelles indiquent une certaine dispersion des valeurs issues des aux différents endroits de la rivière. Par exemple, pour le second palier de conductivité, mesuré entre 13 heures et 14 heures, les valeurs vont de 700 à plus de 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mesurées respectivement sur le dispositif amont rive gauche et rive droite. Les écarts mesurés sont bien au-delà des incertitudes des conductimètres. On peut alors supposer que les vitesses d'écoulement ne sont pas homogènes et que le sel est transporté plutôt à proximité de la rive droite. Le même type d'observation peut être fait sur la partie aval du profil. Il existe donc un écoulement préférentiel sur la section étudiée, ce qui rend plus difficile l'estimation du bilan de masse.

Le bilan de masse réalisé précédemment a été fait à partir de mesures issues des sondes installées dans des piézomètres au centre de la rivière. Il se peut donc que les valeurs de conductivité mesurées ne soient pas tout à fait représentatives de l'ensemble de la rivière, ce qui peut expliquer partiellement la faible quantité de sel récupérée à l'issue de l'expérience. Cependant, au vu de la grande quantité manquante, ceci ne peut expliquer en totalité le bilan de masse très déficitaire.

II-SONDE HORIBA

Les données issues de la sonde HORIBA placée au niveau de la passerelle ont permis de suivre plusieurs paramètres physiques de l'eau au cours du traçage (Figure 6-15). On peut voir que certains paramètres ont évolué au cours de la journée, à l'image de la conductivité, en accord avec les données récupérées par les différentes sondes en rivière. On y retrouve les deux pics issus de l'injection du sel, d'abord avec un débit plus faible, puis un débit plus élevé dans un second temps. Les données de pH évoluent également au cours de l'injection du traceur. On peut voir que lors de l'injection, le pH de la rivière est inférieur à 7. Puis il augmente pendant l'injection, pour se stabiliser à 7,1 à la fin de l'injection. L'ajout de sel dans la rivière modifie temporairement l'équilibre géochimique de l'eau, entraînant une acidification légère et temporaire au niveau de la zone étudiée. Quant à l'oxygène dissous, les valeurs observées sont très stables tout au long de la journée, autour de 10,5 mg/l, sauf l'une d'entre elles qui dépasse les 14 mg/l. On peut supposer que cette valeur isolée n'est pas représentative d'un phénomène géochimique mais est plutôt due à une modification

brutale de la position de la sonde. Enfin, les mesures de TDS (Total Dissolved Solid) au cours de la journée sont en accord avec les mesures de la conductivité. Lors de l'injection du sel, on augmente notablement la quantité d'ions dissous dans l'eau de rivière, ce qui provoque une augmentation de la TDS mesurée dans l'Esnonne. Cette valeur se restabilise ensuite à sa valeur initiale.

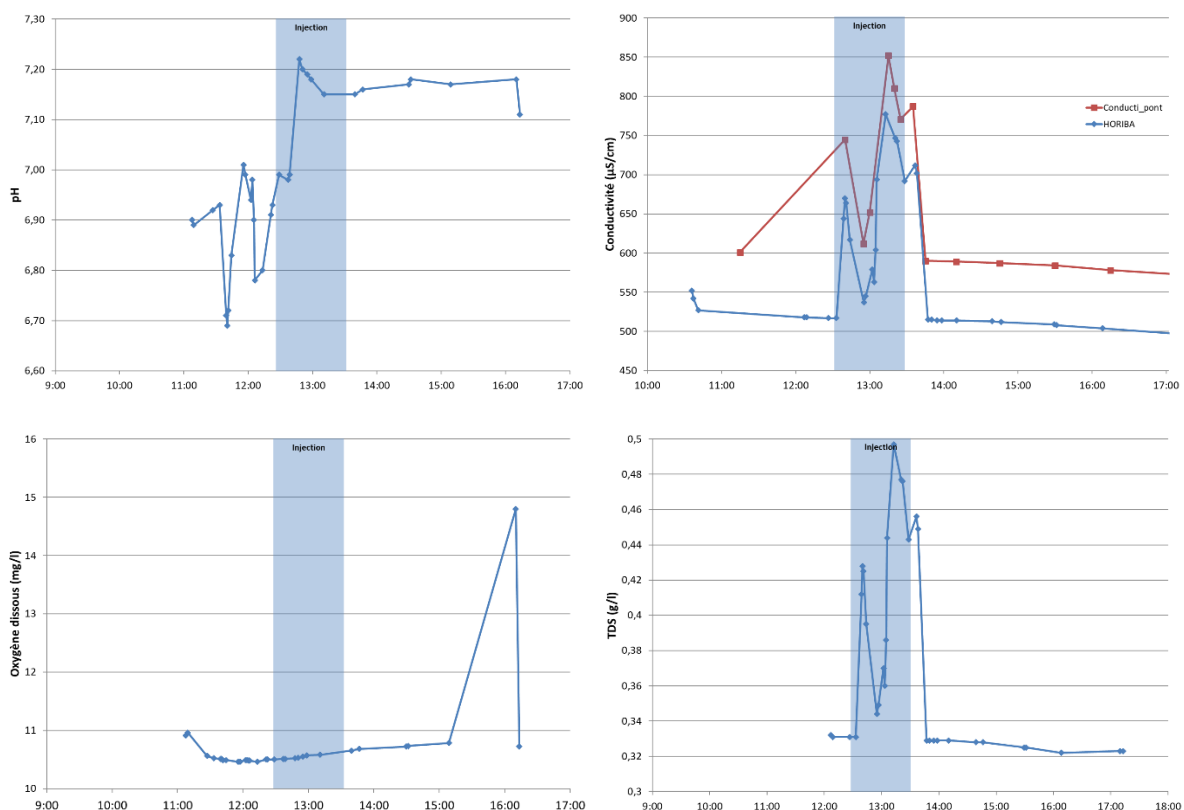


Figure 6-15 : Résultats de la sonde HORIBA placée dans l'Esnonne au niveau de la passerelle pour mesurer le pH, la conductivité, l'oxygène dissous et le TDS au cours de l'expérience d'injection le 1^{er} avril 2016.

Les données complémentaires issues de la sonde HORIBA sont donc bien en accord avec les mesures effectuées par les conductimètres manuels et les sondes CTD. Plusieurs paramètres physico-chimiques différents indiquent une modification temporaire de la géochimie de l'eau suite à l'injection d'eau salée dans la rivière. Une autre partie de l'expérience consiste alors à repérer si ces modifications ont un impact sur l'eau porale au sein de la zone hyporhéique.

III-SONDE IN-SITU

Associée aux sondes de rivière, l'installation du piézomètre ZH-30cm a permis l'installation d'une sonde CTD directement au sein de la zone hyporhéique à 30 cm de profondeur. La sonde a donc pu enregistrer les variations de conductivité au cours de l'expérience de traçage (Figure 6-16).

Du 30 mars au 31 mars vers midi, la conductivité est très stable autour de 650 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec des valeurs proches de celles mesurées en rivière (600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, cf. Figure 6-16Figure 6-7). En revanche, vers 13 heures, on observe une forte augmentation de la conductivité. Puis un nouveau palier est atteint, avec des valeurs supérieures à celles enregistrées dans la rivière. Dans la journée du 1^{er} avril, la conductivité augmente à nouveau brutalement, dépassant les 800 Ωm . Lors de l'installation de la sonde le 30 mars, l'eau dans le piézomètre a une signature de conductivité proche de celle mesurée dans la rivière. Le 31 mars, une vidange importante du piézomètre a eu lieu afin de renouveler l'eau et si possible permettre à l'eau porale de la zone hyporhéique de circuler au sein du piézomètre. Suite au renouvellement de l'eau, une forte augmentation de la conductivité est

observée. Il y a donc un changement brutal de la minéralisation de l'eau, en accord avec un apport d'eau issue non plus de la rivière mais des sédiments. Ces observations sont en accord avec le profil vertical effectué l'année précédente, qui montrait une augmentation de la conductivité de l'eau porale entre la surface et un mètre de profondeur. Ici, la conductivité mesurée atteint 800 $\mu\text{S/cm}$. La seconde augmentation a lieu durant l'expérience de traçage et indique donc que de l'eau salée est parvenue au sein de la zone hyporhéique. Le signal semble persister durant plusieurs heures, y compris une fois l'injection terminée. On observe ensuite une série de variations rapides dues aux prélèvements d'eau effectués à intervalles de temps réguliers dans le piézomètre pour les analyses géochimiques.

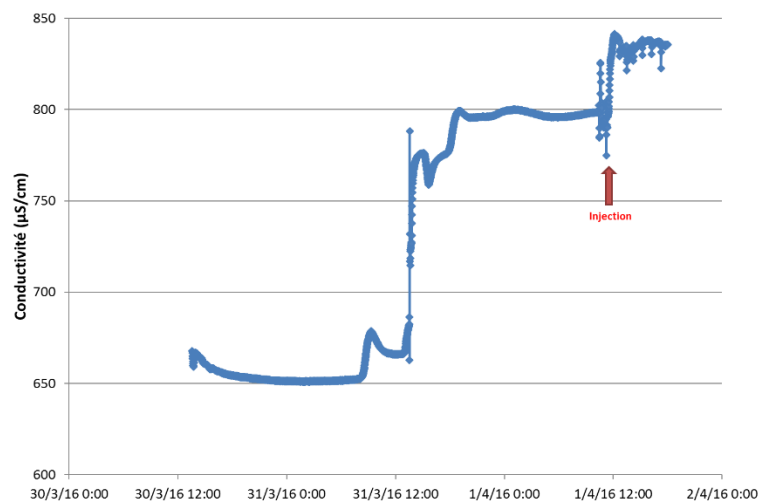


Figure 6-16 : Évolution temporelle de la conductivité mesurée dans le piézomètre ZH-30 cm installé à 30 cm de profondeur dans la zone hyporhéique, du 30 mars au 1^{er} avril 2016.

Ainsi, on peut s'intéresser plus en détails à l'évolution de ce paramètre au cours de la journée du premier avril (Figure 6-17). Sur cette journée du 1^{er} avril, on observe dans un premier temps une vidange du piézomètre, effectuée avant l'injection de sel. Puis on note une augmentation de la conductivité et du TDS, qui correspond à un apport d'eau de rivière salée au sein du piézomètre. Par la suite, la conductivité ne diminue plus et reste constante, autour de 835 $\mu\text{S/cm}$. On peut donc supposer que l'eau salée est restée dans l'eau du piézomètre qui n'a plus été vidangé. En revanche, une série de prélèvements a été effectuée, provoquant à chaque fois une variation brutale de la conductivité, qui revient à la valeur initiale après quelques minutes à peine. On peut donc en déduire que lors de l'injection d'eau salée dans la rivière, on observe une arrivée d'eau de rivière au sein de la zone hyporhéique. Une fois le signal modifié, on observe une persistance de ce signal durant tout le reste de la journée, malgré les prélèvements réguliers d'eau. Il semble donc que de l'eau salée soit restée au sein de l'eau porale bien après la fin de l'injection.

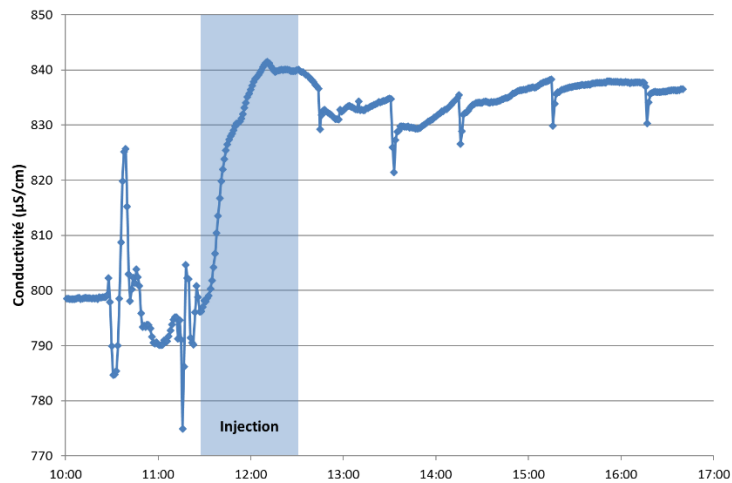


Figure 6-17 : Zoom sur la journée du 1^{er} avril 2016 pour l'évolution de la conductivité mesurée au sein du piézomètre ZH-30cm au sein de la zone hyporhéique.

IV-CAPTEURS DE PRESSION

Comme pour l'expérience du barrage, les données issues des capteurs de pression ne sont pas considérées ici, mais sont présentées en annexe 3.

C-MESURES GÉOCHIMIQUES

En complément des données déjà présentées précédemment, l'ensemble des échantillons prélevés au cours de la journée ont été analysés. Suite aux questions posées par l'analyse des paramètres physiques de la rivière, une série d'analyses sur les éléments majeurs ont été faites à partir des prélèvements au sein du piézomètre installé dans la zone hyporhéique en rivière, ainsi que de ceux installés sur les bordures (cf. Annexe 1). Ces derniers ont été très difficiles à prélever et n'ont souvent pas pu être analysés de façon complète.

I-ZH-30 CM ET PIÉZOMÈTRE DE BORDURE

D'après le diagramme de Piper et le diagramme de Schöeller (Figure 6-18 et Figure 6-19), l'eau issue du piézomètre in-situ ZH-30cm possède une minéralisation très similaire à celle issue des prélèvements au sein des tubes multi-niveaux installés en zone hyporhéique. Seul le premier prélèvement, effectué avant la vidange complète du piézomètre, présente une minéralisation différente, proche de celle mesurée au niveau des cressonnières et donc plus riche en calcium. Le seul prélèvement issu d'un piézomètre de berge (B100) met en évidence une concentration en chlorure et en sulfate plus élevée que celle mesurée dans les autres masses d'eau, sauf pour les tourbes, présentant elles-aussi à certains endroits une concentration en sulfates très élevée (Figure 6-19). On peut donc penser qu'à partir d'un mètre de profondeur au niveau de la berge rive droite, on se trouve dans une formation tourbeuse. De plus, il est très difficile de prélever dans ces dispositifs car le renouvellement de l'eau se fait mal, probablement à cause du colmatage de la crépine et de la présence de nombreux morceaux de végétaux plus ou moins dégradés.

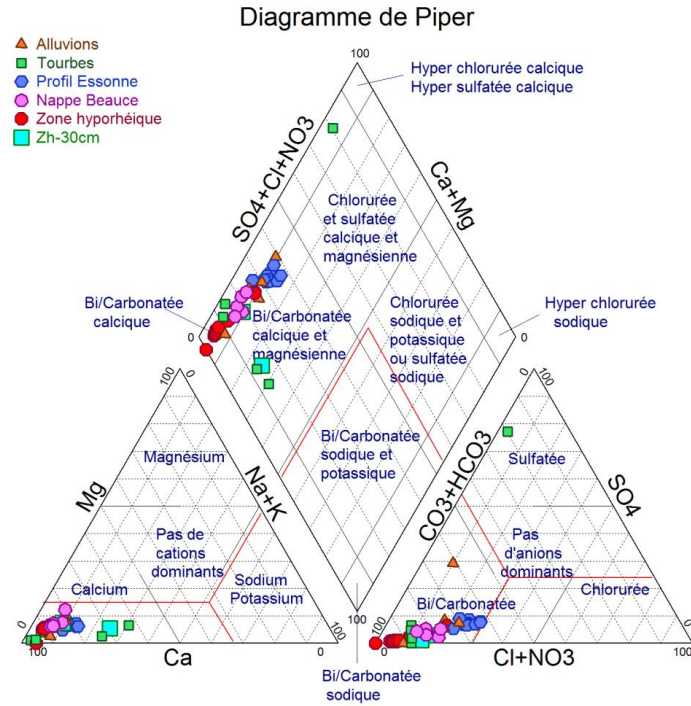


Figure 6-18 : Diagramme de Piper permettant de comparer la minéralisation de l'eau issue du piézomètre ZH-30cm par rapport aux autres échantillons d'eaux prélevés dans le bassin versant de l'Essonne.

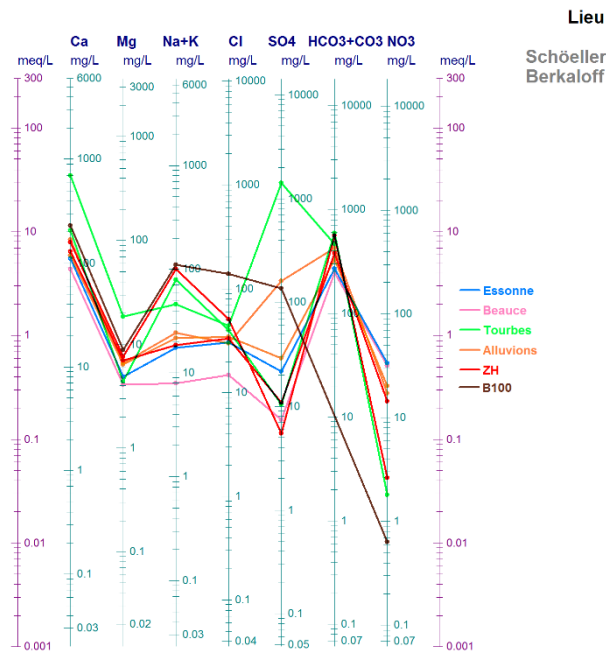


Figure 6-19 : Diagramme de Schöeller montrant le détail de l'analyse géochimique des échantillons du piézomètre in-situ ZH-30 cm (en rouge) et du piézomètre de bordure B 100 (en marron) à un mètre de profondeur. Cette dernière analyse n'a pas pu être effectuée en totalité et il manque donc les concentrations en ions HCO_3^- et CO_3^{2-} .

L'évolution de la concentration en chlorures au sein du piézomètre implanté à 30 centimètres de profondeur lors de la journée du 1^{er} avril montre que la concentration en chlorures augmente légèrement lors de l'injection, puis diminue peu à peu une fois l'injection terminée (Figure 6-20). On a donc bien une certaine quantité d'eau de rivière qui parvient jusqu'à 30 cm de profondeur au moins au sein des sédiments. De plus, le

traceur semble y rester plusieurs heures après la fin de l'injection puis sa concentration diminue très progressivement.



Figure 6-20 : Évolution temporelle de la concentration en chlorures dans le piézomètre ZH-30cm le jour de l'expérience d'injection.

II-PRÉLÈVEMENTS MULTI-NIVEAUX

Afin de suivre de façon plus précise la profondeur d'influence de l'expérience de traçage, on s'est concentré sur le système de prélèvements multi-niveaux. Pour éviter au maximum de polluer les échantillons et de pomper une quantité d'eau trop importante, seules de petites quantités ont été prélevées en vue de réaliser les analyses des anions majeurs.

La Figure 6-21 montre l'évolution de l'ion chlorure, qui nous sert de traceur pour l'eau salée de la rivière le jour de l'expérience de traçage. On observe une diminution de la concentration en chlorures entre 0 et 40 centimètres de profondeur avant le début de l'injection. Puis, on effectue des profils régulièrement pendant et après l'injection.

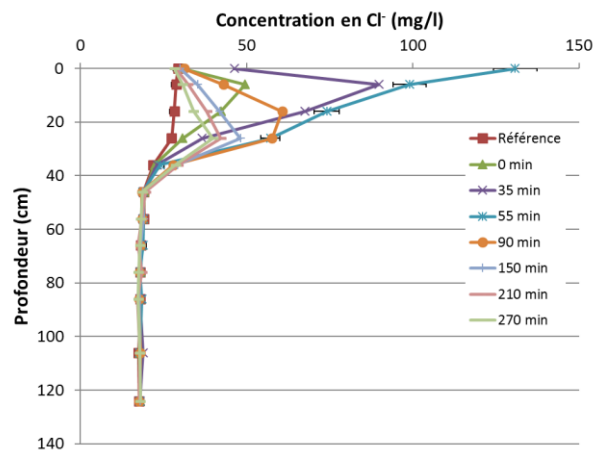


Figure 6-21 : Profils verticaux de concentration en chlorures mesurée dans les échantillons prélevés dans le dispositif multi-niveaux durant l'expérience de traçage. Les temps indiqués sont ceux du début du prélèvement par rapport au début de l'injection de sel dans la rivière.

Le choix d'effectuer uniquement les mesures des anions majeurs (voir les autres anions en annexe 4) a été fait car l'injection de sel dans la rivière provoque une augmentation notable de la quantité d'ions chlorures dans la rivière (Tableau 6-4). De plus, l'analyse des anions nécessite une quantité d'eau moins importante (de 1 à 5 ml) que pour l'analyse des cations (de 10 à 15 ml). Pour l'expérience effectuée, l'ion chlorure est donc un traceur de la présence d'eau de surface au sein des sédiments. Ainsi, on peut voir que le profil réalisé avant l'injection

montre une diminution de la concentration en chlorure depuis la surface jusqu'à environ 40 cm de profondeur. Les valeurs évoluent entre 30 mg/l environ dans la rivière et 17 mg/l dans les sédiments avant le début de l'injection. Puis les trois séries suivantes (t=0, 35 et 55 min) ont été faites durant l'injection. On peut voir une nette augmentation de la concentration en chlorure dans les sédiments au cours du temps, jusqu'à 30 cm de profondeur. Il est à noter qu'en dehors du profil à t=55 min, c'est-à-dire juste avant la fin de l'injection, les valeurs mesurées en rivière semblent plus faibles que celles mesurées dans les premiers centimètres de sédiments. Les échantillons d'eau de rivière ont été prélevés à l'aide du même système que pour le dispositif multi-prélèvement, c'est-à-dire des rallonges de téflon de plusieurs mètres. Cependant, il a été difficile de prélever l'eau au centre de la rivière, et les prélèvements ont ainsi eu lieu plutôt à proximité de la rive droite. Les premières mesures faites dans la rivière ne sont donc pas forcément représentatives de la concentration réelle maximale de la rivière. En revanche, on note que la concentration maximale dans la rivière atteint près de 130 mg/l. Au sein des sédiments, les concentrations augmentent depuis la surface vers la profondeur, dépassant largement les mesures dans la rivière avant l'injection. La pénétration de l'eau de rivière dans les sédiments se fait de façon verticale depuis la surface. Une fois l'injection terminée, les concentrations mesurées dans la rivière reviennent à la normale. En revanche, la teneur en chlorure dans les sédiments persiste dans la première partie du profil et reste visible jusqu'à la fin du suivi. Le pic de concentration s'enfonce progressivement dans le sédiment jusqu'à 40 cm de profondeur. Au-delà de cette limite, aucune variation notable de la concentration en chlorure n'est observée au cours de la journée.

	Conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Température (°C)	pH	H ₂ CO ₃ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	K ⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)
Injection	222000	7,6	7,52	23,59	243,05	0,50	113450	3750	3350	2419,5	77807	844,5	172
Rivière_1	595	9,6	8,03	7,22	240,81	1,60	29,37	27,2	22,38	4,45	12,91	104,16	4,49

Tableau 6-4 : Tableau récapitulatif des concentrations en éléments majeurs pour la solution d'injection et comparaison avec l'échantillon de rivière prélevé avant le début de l'injection.

D-MESURES GÉOPHYSIQUES

I-RÉFÉRENCE AVANT INJECTION

Les deux profils électriques ont été installés pour pouvoir effectuer un suivi de l'expérience d'injection. Grâce à l'utilisation d'un appareil Syscal Pro et d'un dispositif Dipôle-dipôle, le temps d'acquisition sur chaque profil a pu être réduit à moins de 10 minutes. Avant l'injection de sel, des profils de référence ont été réalisés sur chacune des deux lignes d'électrodes (Figure 6-22). Puis des mesures ont été réalisées en continu à tour de rôle sur chacun des profils. On considère la topographie et la tranche d'eau au-dessus de chacun des profils dans le logiciel Res2dInv, ainsi que la variation de conductivité mesurée dans la rivière à chaque pas de temps.

Bien qu'ils ne soient séparés que de 5 m environ, les deux profils de référence présentent des différences notables. On retrouve les trois zones déjà identifiées sur le terrain : les berges présentant des valeurs de résistivité plus importantes, composées de remblais et qui se poursuivent partiellement sous la rivière, une zone "tampon" de très faible résistivité située sous la rivière et enfin une zone plus homogène dont la valeur est entre 30 et 40 Ωm sur le reste du profil. Sur le profil ERT1, la zone constituée par le sol et les remblais est très bien délimitée et est présente sur une épaisseur d'environ 1 m. En revanche, sur le profil ERT2, seule la rive droite présente une zone de remblais d'une épaisseur ne dépassant pas 50 cm. De plus, la zone située sous la rivière présente des valeurs de résistivité très faibles, inférieures à 20 Ωm , en particulier au niveau de la rive droite.

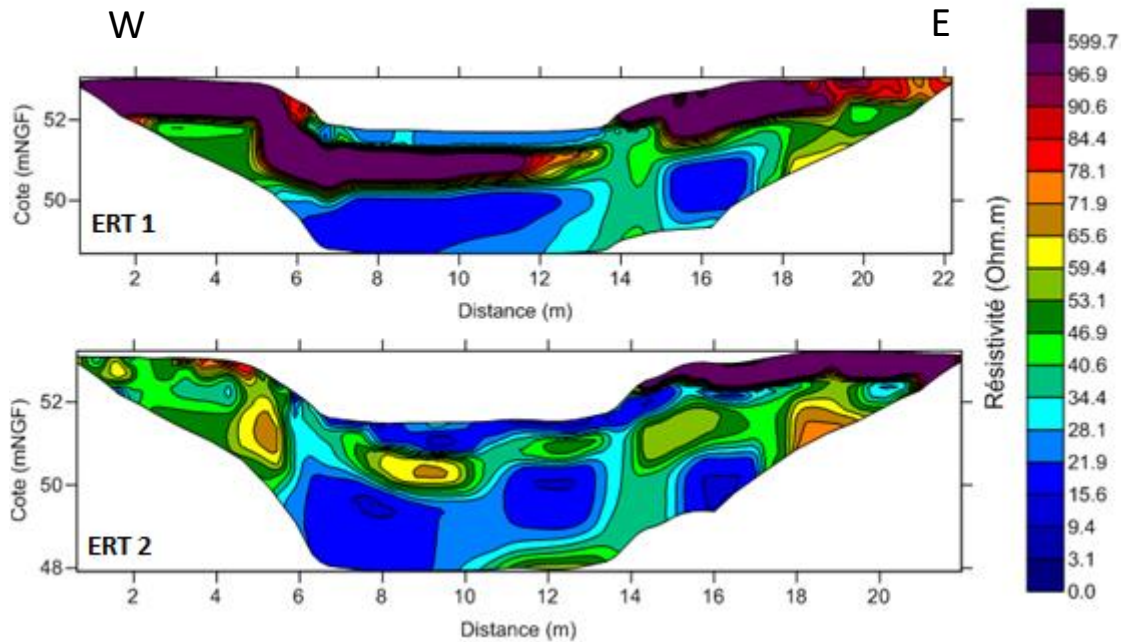


Figure 6-22 : Profils de référence ERT 1 (en haut) et ERT 2 (en bas) avant le début de l'injection.

II-TIME-LAPSE

Les figures 6-23 et 6-24 montrent les résultats obtenus après les inversions time-lapse et le calcul en termes de différences par rapport aux profils de références effectués avant le début de l'injection. Dans un premier temps, la durée entre deux profils est limitée au minimum afin de suivre l'injection. Puis le suivi se poursuit en augmentant progressivement les pas de temps. Le premier profil de la série ERT 1 a des valeurs qui ne varient que très peu par rapport à celui réalisé avant l'injection (Figure 6-23). La vitesse d'écoulement du bras de la rivière étant assez faible, lorsque ce premier profil a été réalisé, l'injection avait débuté depuis moins d'un quart d'heure et le traceur n'avait pas encore atteint la zone où sont installés les profils. Les calculs des vitesses d'écoulement indiquent qu'en effet il faut près de 15 min au traceur pour parvenir à la zone d'étude. Les deux profils suivants sont réalisés durant l'injection. Une diminution très nette de la résistivité sur l'ensemble de la zone située sous la rivière, sur une profondeur d'environ 50 cm, peut être mise en évidence. Certaines valeurs indiquent une diminution de plus de 40% de la résistivité par rapport aux mesures effectuées avant le début de l'injection. Au niveau de chacune des berges, on distingue également deux zones où la résistivité décroît mais ces zones semblent dissociées des sédiments situés directement sous la rivière. Conjointement à cette baisse, on observe à proximité immédiate des zones où les variations sont négatives une zone de variations positives centrée 51 m d'altitude. L'ordre de grandeur de ces variations est similaire à celui observé précédemment, avec des valeurs pouvant atteindre 40% de variation de résistivité positive par rapport au profil de référence. La présence de ce type de zones qui viennent "compenser" les données négatives ont déjà été discutée au chapitre 2. Ces zones peuvent survenir dans les modèles d'inversion afin de minimiser l'apparition des zones où la résistivité augmente ou diminue beaucoup d'un pas de temps à l'autre. Une fois l'injection terminée, les profils permettent de suivre la persistance du traceur au sein des sédiments de rivière. Alors que la zone située directement au contact de la rivière, dans les premiers centimètres est revenue à des valeurs très proches des valeurs initiales, on observe qu'une zone située à quelques dizaines de centimètres de profondeur garde des valeurs de résistivité très inférieures à celles mesurées avant l'injection. Alors que les variations précédemment observées au niveau des berges ont disparu, une zone où la résistivité reste faible persiste pendant toute la durée des mesures, soit près de 4 h après la fin de l'injection. Ces résultats sont en accord avec les données des profils verticaux en Chlorure. Ainsi, les derniers profils mesurés sont extrêmement similaires et aucune diminution de ce signal avec le temps n'est observée.

La seconde série de profils, réalisée le long du dispositif ERT2, peut être interprétée de façon similaire (Figure 6-24). Dans un premier temps, les premiers profils réalisés ont été faits avant que l'eau salée ne soit arrivée au niveau de la zone d'étude. Les deux premiers profils (9 et 26 min) présentent des valeurs très similaires à celles mesurées initialement. On note cependant qu'une petite zone située dans la partie extrême de la rive droite présente des valeurs très variables. Ensuite, cette zone n'évolue plus et elle n'est pas comprise directement dans la zone d'intérêt, elle ne sera donc pas considérée par la suite. On peut noter aussi une zone assez limitée sous la rivière dont la valeur diminue légèrement et qui pourrait être associée à la présence d'une petite quantité d'eau salée dans les sédiments. Les deux profils suivants (42 et 61 min), réalisés pendant l'injection, font apparaître une zone où la résistivité diminue fortement sous la rivière. Elle s'étend sur une épaisseur de 50 cm environ, mais contrairement au profil ERT1 cette zone n'atteint pas directement la rivière. Comme observé sur le profil ERT1, les profils réalisés durant l'injection présentent également deux zones où la résistivité diminue très fortement associées à des zones où la résistivité augmente au niveau des berges. Ces zones sont cependant moins marquées que sur le profil ERT1. Une fois l'injection terminée, contrairement au profil ERT1 où l'on a observé une persistance d'une zone de résistivité très faible sous la rivière, ici les profils postérieurs à l'injection ont une allure très similaire au profil initial.

III-CONCLUSION

En conclusion, la réalisation de ces deux profils a permis de voir que les deux zones investiguées ne réagissent pas de la même façon à l'expérience de traçage. En effet, la zone du profil ERT 2 située le plus en amont de la zone étudiée présente une réponse rapide à l'injection du traceur, avec une probable pénétration d'eau de rivière au sein des sédiments, mais dont le lien n'est pas directement visible avec la rivière. Une fois l'injection terminée, l'eau salée est très rapidement évacuée de cette première zone, puisque les profils réalisés par la suite se révèlent très semblables à ceux effectués avant l'injection. En revanche, sur le profil ERT 1 situé quelques mètres en aval, la zone d'impact où l'on note la présence d'eau de rivière est un peu plus étendue, et surtout une certaine partie de cette zone semble persister dans le temps, bien après la fin de l'injection. En amont de la zone d'étude, où l'on rappelle que la rivière est plus profonde, on a donc une circulation de l'eau au sein des sédiments qui semble rapide et bien renouvelée, puisque le signal de résistivité associé à l'eau salée de la rivière disparaît peu de temps après l'injection. Les flux impliqués semblent également provenir des sédiments en amont, puisque l'on n'observe pas de réelle connexion entre la zone de sédiments impactée et le lit de la rivière, séparés par quelques dizaines de centimètres. À l'inverse, au niveau du sommet topographique du lit de la rivière présent au niveau où est placé le profil ERT 1, on note que la zone impactée par l'eau salée semble directement reliée à la rivière, et donc que l'eau pénètre dans le sédiment avec des flux verticaux. De plus, ces sédiments gardent un signal de résistivité électrique indiquant la présence d'eau salée bien après la fin de l'injection. D'un point de vue expérimental, les observations faites sur le terrain ont effectivement montré que les sédiments constituant le lit de la rivière au niveau du profil ERT 2 situé le plus en amont étaient constitués en grande partie de vase. À l'inverse, le lit de la rivière au niveau du profil ERT 1 est composé majoritairement de fragments de roches et de galets, et plus induré. Ces informations viennent donc confirmer l'existence de deux comportements différents de ces sédiments de rivière. Les variations dynamiques de la quantité d'eau de rivière pouvant s'infiltrer et persister au sein des sédiments semble donc dépendante de l'hétérogénéité des sédiments et de la morphologie du lit de la rivière. Cette expérience démontre également la possibilité d'avoir des variations assez brutales dans la réponse de la zone hyporhéique au sein d'un même cours d'eau, et au sein d'une zone assez limitée.

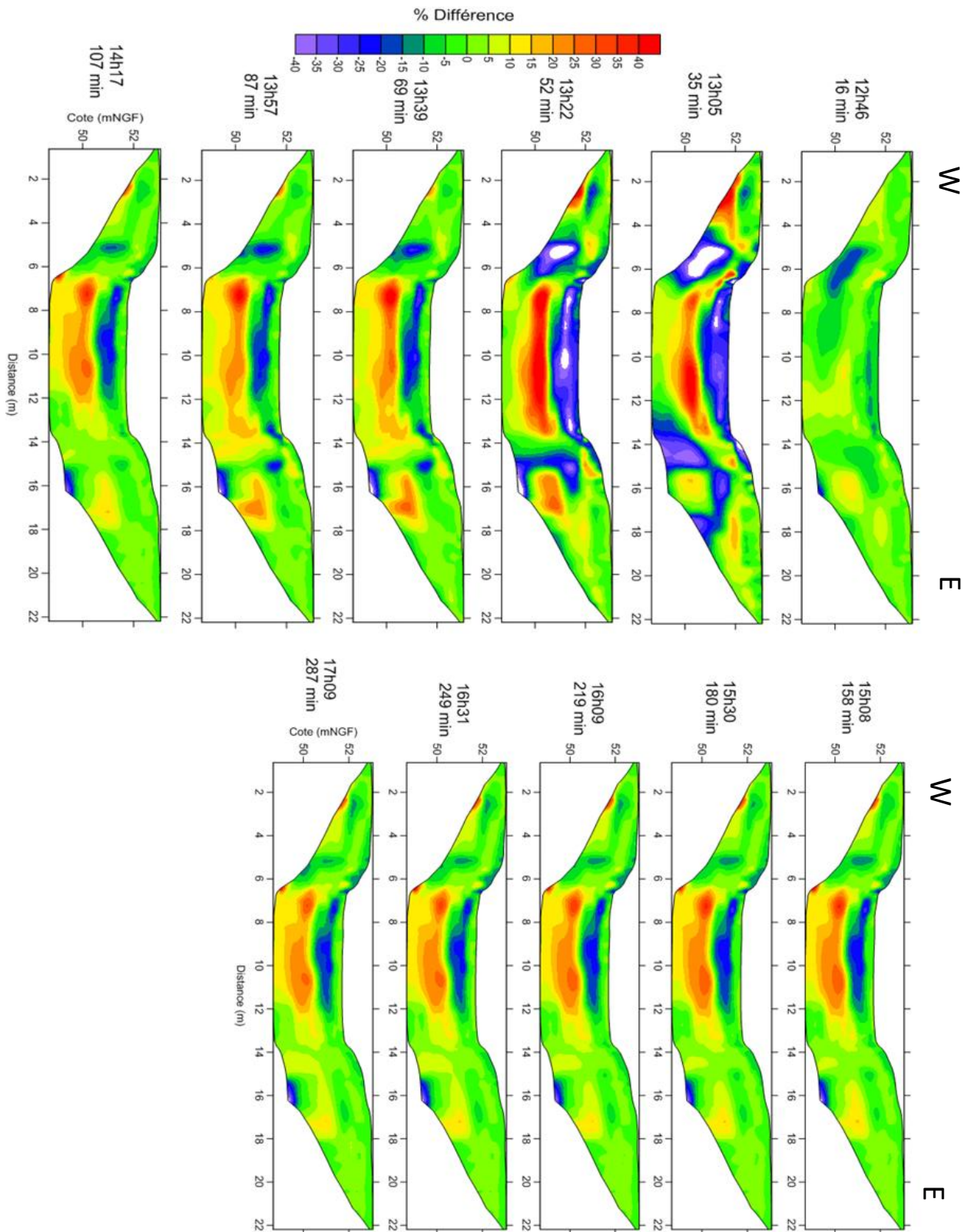


Figure 6-23 : Profils time-lapse du suivi électrique sur le dispositif ERT 1 pendant et après la fin de l'injection. Sont indiqués pour chaque profil l'heure du lancement des mesures et le temps écoulé depuis le début de l'injection.

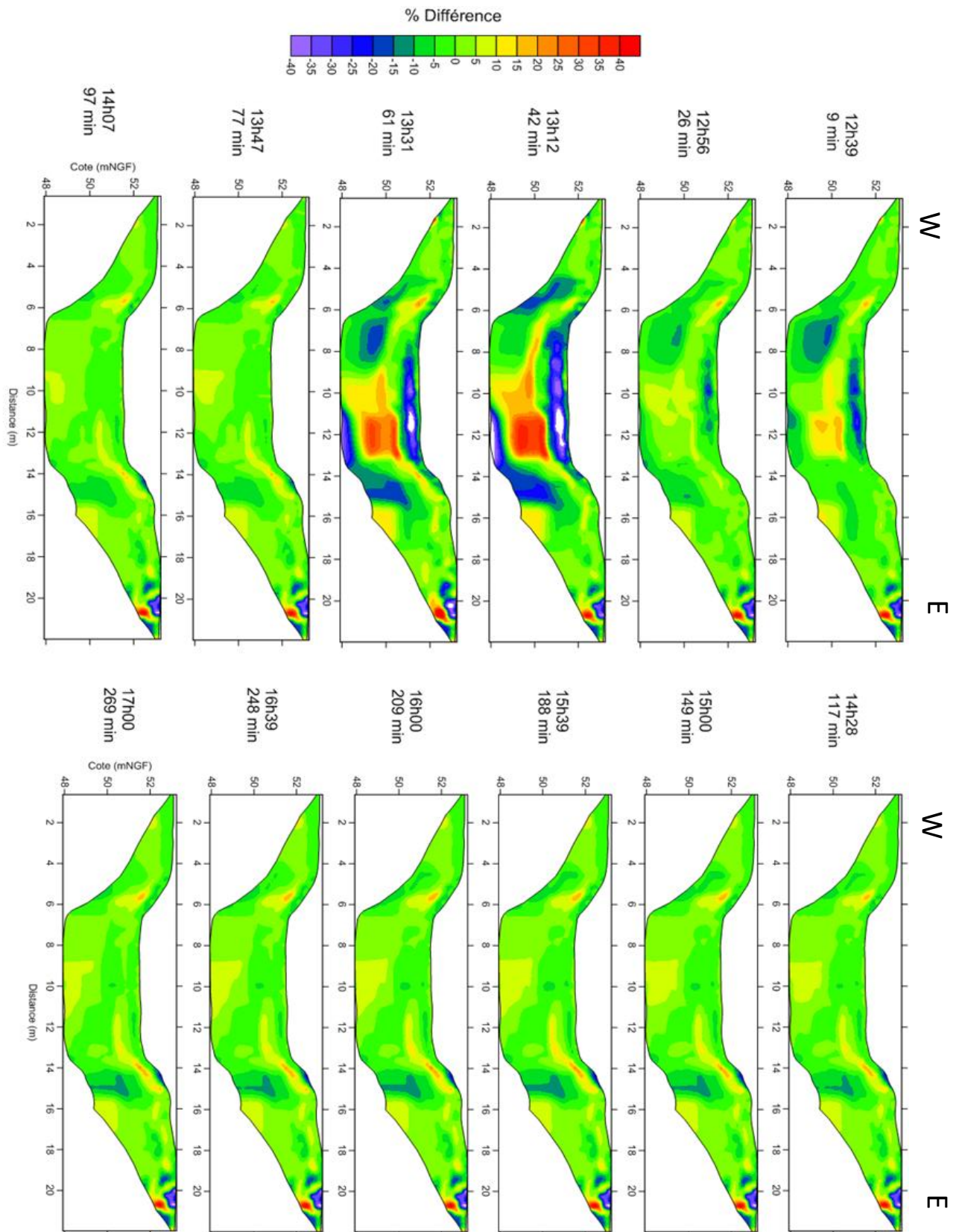


Figure 6-24 : Profils time-lapse du suivi électrique sur le dispositif ERT 2 pendant et après la fin de l'injection. Sont indiqués pour chaque profil l'heure du lancement des mesures et le temps écoulé depuis le début de l'injection.

E-CONCLUSION

Les données géochimiques viennent parfaitement compléter les données géophysiques. En effet, le comportement de la zone hyporhéique a pu être mis en évidence et comparé suivant la méthode utilisée. Les données géochimiques ont été faites à proximité immédiate du profil électrique ERT1. Les données ont montré dans les deux cas qu'au niveau de ce profil, on observait une pénétration d'eau de rivière dans les premières dizaines de centimètres du profil. Une fois l'injection terminée, la morphologie du cours d'eau et les paramètres physiques des sédiments à cet endroit permettent à l'eau de surface de persister au sein de l'eau porale pendant plusieurs heures après la fin de l'injection. Le signal est progressivement évacué par l'arrivée d'eau fraîche au sein du milieu poreux mais reste néanmoins visible. Le second profil électrique, quant à lui, donne alors une vision de la dynamique de la zone située en amont de la butte topographique. À cet endroit, le traceur pénètre rapidement dans les sédiments, mais de façon plutôt longitudinale, selon des flux latéraux au sein de la couche superficielle des sédiments provenant de l'amont de la zone d'étude. Comme le bilan de masse l'a montré, plus de la moitié du traceur n'est pas parvenue à la zone d'étude via la rivière, mais on peut supposer que l'eau salée a pénétré dans les sédiments et circulé de façon relativement rapide, en particulier dans la vase, très poreuse.

Cette expérience a permis de démontrer que de l'eau de rivière pénétrait rapidement dans les sédiments. De plus, selon la morphologie du cours d'eau et la nature des sédiments du lit, cette dynamique n'est pas la même et peut varier sur un même cours d'eau entre deux endroits séparés de quelques mètres. Le site choisi présente l'avantage d'étudier la zone hyporhéique dans toute sa complexité, et l'utilisation de différentes méthodes de mesures prend alors une importance particulière. Ainsi, des mesures géochimiques ponctuelles donnent une information précise et locale de la quantité d'eau de rivière pouvant s'infiltrer dans les sédiments. À l'inverse, les données géophysiques fournissent une information plus étendue, qui peut être suivie au cours du temps et donne un aperçu des variations spatiales de la résistivité. La compilation de l'ensemble des données permet de proposer un modèle du fonctionnement de la zone hyporhéique sur le site d'étude de l'île Ambart.

Deux hypothèses sur l'accès du traceur au sein des sédiments de rivière peuvent être évoquées. Dans un premier temps, l'absence de traceur sur le profil électrique situé le plus en amont une fois l'injection terminée est un signe que le traceur pénètre dans les sédiments en amont de la zone d'étude. Il est possible de voir une arrivée du traceur plus tardive, mais ce dernier persiste bien après la fin de l'injection. Au vu des courbes géochimiques, un certain apport du traceur provient vraisemblablement de la surface, via un transport vertical. Mais la persistance d'un signal après la fin de l'injection pourrait indiquer un apport de traceur via le transport dans les sédiments. On peut alors supposer la mise en place d'un panache d'eau salée au sein des sédiments, qui se déplace d'amont en aval et remonte progressivement vers la rivière. La partie modélisation cherche à expliquer l'origine de la cinétique rapide du transport au sein des sédiments, et montrer quels paramètres sont importants pour permettre une telle circulation dans le milieu poreux.

CHAPITRE 7 : PRÉSENTATION D'HYDROGEOSPHERE ET DÉMARCHE DE MODÉLISATION

A-PROBLÉMATIQUE ET PRÉSENTATION D'HYDROGEOSPHERE

I-GÉNÉRALITÉS

I.1-INTRODUCTION

Les résultats et conclusions issus des expériences menées sur le terrain ont montré que la réponse de la zone hyporhéique à des variations hydrodynamiques était complexe. Pour comprendre plus précisément le fonctionnement de la zone hyporhéique sur le site étudié et pour identifier les paramètres physiques qui en sont responsables, une démarche de modélisation a été lancée. La modélisation vient donc en complément de la partie expérimentale afin de reconstruire de façon numérique les expériences menées sur le terrain.

Contrairement à de nombreux cas où ces deux approches sont utilisées de façon assez découplée, il est question ici dans le cadre du projet sur l'île Ambart, de faire interagir les expériences de terrain tout en gardant à l'esprit les problématiques posées par le modèle. Ainsi, tout au long de la démarche d'installation et d'équipement de la zone, une part de la réflexion a été réservée à la mise en place de dispositifs de mesures qui permettront à terme de réaliser un modèle le plus complet possible que l'on puisse caler au mieux sur des données représentatives de la réalité. Puis de la même façon, l'élaboration du modèle hydrogéologique a été longuement réfléchi afin qu'il puisse répondre au mieux aux questions et interrogations soulevées par les mesures de terrain. Ce modèle a donc deux objectifs principaux :

- i. Reproduire la dynamique du traceur dans les sédiments et "l'effet-ressort" observé sur le terrain afin de le relier à une série de paramètres et voir quelle serait l'influence de leur changement sur la circulation et la dynamique de l'eau dans cette zone ;
- ii. Prédire des comportements sur des expériences qui n'ont pas été réalisées, mais aussi sur l'évolution à plus long terme de la zone en termes quantitatifs avec des changements de dynamique (arasement des barrages, période de crue ou d'étiage, modélisation à long terme...).

Durant ces trois années de travail, les investigations se sont concentrées sur le premier objectif, qui s'inscrivait directement dans le sujet de la thèse. Le travail a consisté à construire une maquette numérique du site d'étude, à la tester avec différentes conditions aux limites et à l'adapter à notre terrain pour en comprendre les mécanismes. Cette maquette pourra être utilisée par la suite pour répondre au second objectif.

I.2-CHOIX DU LOGICIEL DE MODÉLISATION

La complexité de la zone hyporhéique réside en partie sur une interaction entre deux masses d'eau de signatures différentes. Il paraît donc primordial lorsque l'on veut modéliser des échanges au sein de cette zone d'utiliser un modèle capable de traduire le mieux possible ces interactions. Si possible, le logiciel choisi doit permettre un couplage entre les écoulements de surface et de subsurface. D'autres logiciels de modélisation, comme Modflow, sont capables de résoudre des problèmes centrés uniquement sur les écoulements souterrains et se trouvent donc assez limités pour montrer une éventuelle interaction avec les eaux de surface.

CAST3M, développé par le CEA et utilisé par l'équipe du LSCE qui collabore à l'encadrement de cette thèse, fournit une solution de calcul avec une continuité totale des charges entre le domaine de surface et de subsurface, mais est très exigeant en temps de calcul et en développement. Le projet de thèse n'étant pas uniquement basé sur une approche numérique, mais également expérimentale, il n'était pas possible de consacrer l'intégralité des trois années à la construction du modèle. Un compromis a dû être fait sur l'utilisation d'un logiciel permettant à la fois de coupler écoulement de surface et de subsurface tout en restant parcimonieux en temps de développement et de calcul. C'est le logiciel HydroGeoSphere (HGS) (Aquanty Inc., 2013) qui a finalement été choisi (Therrien et Sudicky, 1996, Brunner et Simmons, 2012).

Le principal avantage d'HGS est qu'il permet d'avoir à la fois une résolution des écoulements de surface mais aussi de subsurface, tout en restant relativement souple. En effet, le logiciel permet de définir une "longueur de couplage" qui sert d'indication sur la longueur d'une "zone tampon" entre la surface et le domaine souterrain, où les paramètres sont ajustés, permettant une plus grande flexibilité et surtout un gain non négligeable de temps de calcul. Cette longueur de couplage prend en général une valeur assez faible, puisqu'ici elle a été fixée à 10^{-4} m, ce qui est totalement négligeable à l'échelle à laquelle nous allons travailler par la suite.

Il existe actuellement peu d'études portant sur l'utilisation d'HGS afin d'étudier la zone hyporhéique (Brookfield *et al.*, 2009, Bardini *et al.*, 2013, Xie *et al.*, 2016). Plusieurs étapes ont été définies dans ce travail :

- i. Identifier la capacité du modèle à représenter des flux en zone hyporhéique, c'est-à-dire issus de la rivière et retournant à la rivière, sous l'effet d'une topographie 2D ;
- ii. Définir quels paramètres sont importants pour simuler ces flux, et comment ils influencent les résultats obtenus ;
- iii. Mettre en place et tester toutes les conditions aux limites nécessaires à cette étude ;
- iv. Utiliser la maquette créée pour reproduire les expériences faites sur le terrain et comparer les résultats obtenus. Les jeux de paramètres physiques utilisés dans le modèle pourront alors être confrontés aux conditions observées réellement.

II-PRÉSENTATION D'HYDROGEOSPHERE

II.1-GÉNÉRALITÉS

HydroGeoSphere est un logiciel développé par Aquanty (Aquanty Inc., 2013) qui permet de simuler toute la partie terrestre du cycle de l'eau. Cet outil numérique fait partie de la famille des modèles hydrogéologiques intégrés ; on peut citer par exemple ATS (Painter *et al.*, 2016), Cast3M (Weill *et al.*, 2009), CATHY (Bixio *et al.*, 2002, Camporese *et al.*, 2010), GEOtop (Rigon *et al.*, 2006, Endrizzi *et al.*, 2014,), MIKE-SHE (Abbott *et al.*, 1986, Butts *et al.*, 2004), ou encore ParFlow (Jones *et Woodward*, 2001, Kollet et Maxwell, 2006).

Comme mentionné précédemment, HGS est basé sur une conceptualisation complète du système hydrologique et hydrogéologique, comprenant à la fois les écoulements de surface et les écoulements souterrains, tout en y ajoutant la possibilité d'avoir des interactions entre ces deux milieux. HGS permet également de modéliser le transport de solutés.

HGS utilise une méthode de résolution implicite pour résoudre simultanément une équation de diffusion en 2D pour l'écoulement de surface, et la forme 3D des équations de Richards dans le milieu poreux, saturé ou non saturé

II.2-ÉCOULEMENT DE SURFACE

Pour l'écoulement de surface, HGS résout l'équation en deux dimensions de l'onde de diffusion, qui est une approximation de l'équation de Saint Venant (Viessman et Lewis, 1996). Dans cette approche, la conservation de la masse et de la quantité de mouvement s'écrit de la façon suivante :

$$\frac{\partial h_0}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(d_0 K_{ox} \frac{\partial h_0}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(d_0 K_{oy} \frac{\partial h_0}{\partial y} \right) + d_0 \Gamma_0 \pm Q_0 = 0, (7.1)$$

où d_0 est la profondeur de la lame d'eau, Q_0 est le débit par unité de surface représentant les sources et puits externes, Γ_0 est le flux d'échange unitaire, K_{ox} et K_{oy} sont les conductances de surface selon x et y , et h_0 la cote de l'eau.

Dans le cas de l'écoulement de surface, un autre coefficient prend toute son importance : le coefficient de Manning n_i . Dans la suite du manuscrit, l'influence de ce paramètre sur l'écoulement sera discutée. Il est défini de la façon suivante :

$$n_i = \frac{d_0^{2/3}}{\bar{v}_{i0}} \sqrt{S_{fi}}, (7.2)$$

avec $i = x$ ou y et \bar{v}_{i0} les flux moyennés sur l'épaisseur de la lame d'eau et S_f la pente. On peut voir que ce coefficient permet de relier la vitesse de l'écoulement de surface à certains paramètres physiques de la rivière. Il peut être associé plus ou moins à l'expression de la rugosité du lit. Une modification de ce paramètre aura donc un impact direct sur la vitesse d'écoulement, et donc sur le débit des eaux de surface.

II.3-ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

La modélisation de l'écoulement souterrain en milieu saturé ou non dans HydroGeosphere suit quant à elle une forme modifiée des équations de Richards, donnée ici pour un environnement 3D :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q} = \sum \Gamma_{ex} \pm Q, (7.3)$$

avec θ la teneur en eau (aussi exprimée comme le produit de la porosité ω et de la saturation S_w), Γ_{ex} et Q , les flux entrant et sortant, et \mathbf{q} , la vitesse de Darcy définie par :

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K}k_r \nabla h, (7.4)$$

avec k_r , la perméabilité relative du milieu (en relation avec le degré de saturation S_w), h , la charge hydraulique et \mathbf{K} , le tenseur de perméabilité.

L'équation 7.3 décrit l'évolution de la teneur en eau de chaque unité de volume du modèle à chaque pas de temps. Elle est résolue dans chaque maille du modèle.

II.4-TRANSPORT

HGS permet de résoudre l'équation de transport d'un soluté dans un environnement saturé ou non. Dans notre étude, nous nous focaliserons uniquement sur la modélisation du transport d'un soluté conservatif :

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{q}C - \theta D \nabla C) = \sum \Omega_{ex} \pm Q_c, (7.5)$$

avec C , la concentration en soluté de l'espèce considérée. Q_c représente une source (positif) ou un puits (négatif) au sein du milieu poreux dans le cas d'échanges avec un autre domaine que le milieu poreux. Ω_{ex}

représente le terme d'échange par unité de volume entre le milieu poreux et les autres domaines inclus dans le modèle.

On définit également un coefficient de dispersion dynamique D sous la forme d'un tenseur donné par Bear (1972) :

$$\theta D = (\alpha_l - \alpha_t) \frac{\mathbf{q}\mathbf{q}}{|\mathbf{q}|} + \alpha_t |\mathbf{q}| I + \theta \tau D_{diff} I, \quad (7.6)$$

avec α_l et α_t , les dispersions longitudinales et transversales, τ , la matrice de tortuosité, D_{diff} , le coefficient de diffusion et I , la matrice identité.

II.5-FORMULATION DU PROBLÈME DE COUPLAGE

Les domaines concernés par l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain dans le milieu poreux sont discrétisés simultanément (Figure 7-1).

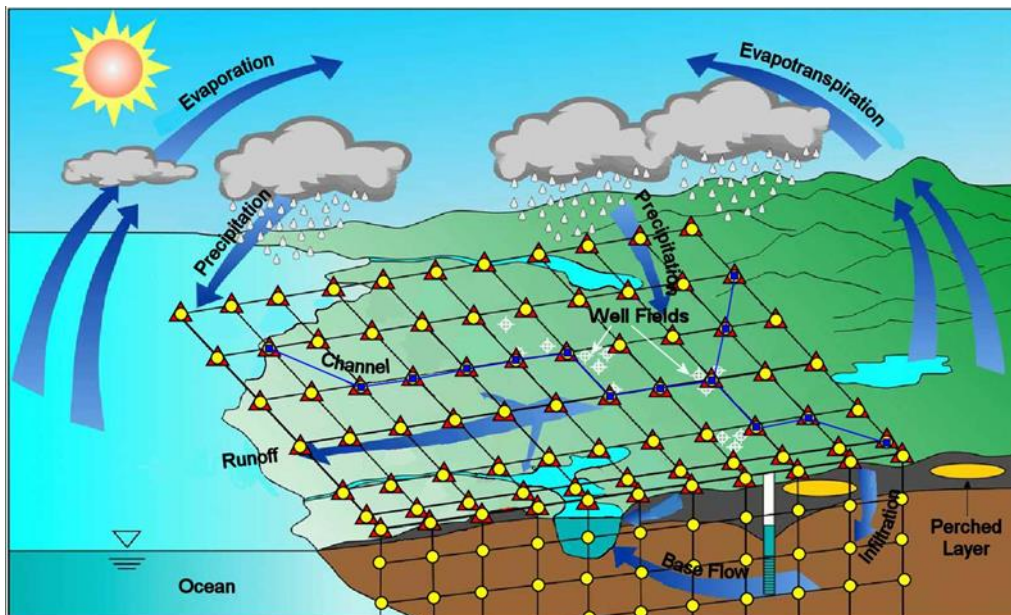


Figure 7-1 : Représentation schématique du cycle de l'eau et du couplage entre les mailles de surface et du milieu poreux dans le modèle HydroGeoSphere (Aquanty Inc., 2013).

Les domaines de couplage surface/subsurface se composent de plusieurs couches :

- i. Une première couche unique de nœuds de surface, représentés par des triangles sur le schéma ;
- ii. Des couches sous-jacentes de nœuds de sol et d'aquifères, représentés par des cercles, pour les milieux en zone non saturée, les aquifères et aquitards ;
- iii. Optionnellement, on peut ajouter en surface des éléments unidimensionnels, sous la forme d'un segment de nœuds en lignes représentant des écoulements de surface tels que les rivières, les puits, les drains, les écoulements urbains de pluie ou de sanitaires, ou tout autre écoulement de surface linéaire. Cette dernière option ne sera pas utilisée dans le cadre du modèle de l'île Ambart, qui sera représentée par un écoulement de surface.

Comme montré sur la Figure 7-1, la grille de surface en 2D est "drapée" sur la surface 3D du maillage représentant le milieu poreux afin de maintenir une topographie cohérente, tout en s'assurant que les nœuds de la grille de surface coïncident avec les nœuds de la première couche du maillage de subsurface.

Le modèle permet de réaliser non seulement un maillage composé d'une grille rectangulaire, comme montré ci-dessus, mais accepte aussi un maillage triangulaire, qui permet généralement une meilleure flexibilité géométrique, en particulier pour travailler avec des modèles de bassin versant dont on connaît précisément la topographie. Il est possible de réaliser par exemple un maillage issu d'un fichier raster ArcGIS ou d'autres logiciels d'extrapolation et de maillage. En l'absence de fichier raster (données spatiales) suffisamment précis pour le site de l'île Ambart, cette option n'a pas été utilisée, mais sera peut-être envisagée par la suite.

II.6-ÉTAPES D'UTILISATION DE HGS

L'utilisation du modèle se fait en plusieurs étapes successives afin de construire un modèle hydrogéologique :

- i. Mise en place du problème, description précise des enjeux et du problème que l'on cherche à résoudre par la modélisation ;
- ii. Construction des différents fichiers pour le préprocesseur grok, qui va lire les fichiers relatifs au maillage et aux paramètres du modèles ;
- iii. Lancement de l'exécutable grok.x qui crée tous les fichiers nécessaires à HGS ;
- iv. Lancement de l'exécutable phgs.x qui résout le problème posé et crée les fichiers de sortie ;
- v. Traitement des fichiers de sortie du modèle pour visualiser et analyser les données et les résultats.

Le modèle fournit un grand nombre d'informations dans des fichiers qui peuvent ensuite être lus par différents logiciels. Dans le cadre de cette thèse, le logiciel gratuit Paraview a permis de visualiser et traiter les résultats en 3D. Il permet aussi d'extraire des informations et de réaliser des coupes. Les graphiques et sorties numériques seront traités via un tableur de type LibreOffice ou Excel.

B-MODÉLISATION DE DUNES

I-PRÉSENTATION DU MODÈLE

I.1-INTRODUCTION

Comme cela a été expliqué précédemment, le choix du logiciel s'est porté sur HydroGeoSphere pour sa capacité à modéliser le couplage surface-subsurface tout en étant relativement souple. Mais avant de pouvoir construire le modèle de l'île Ambart en 3D, il est nécessaire de tester la capacité du logiciel à modéliser les écoulements en zone hyporhéique. De plus, le logiciel a été acquis pour les besoins de ce projet et nécessitait donc une période de prise en main. Ainsi, on cherche dans un premier temps à déterminer s'il est possible d'observer des flux allant du domaine de surface (rivière) au milieu poreux et retournant ensuite à la rivière. Pour cela, on s'intéresse à une modélisation plus simple, en 2D, de dunes sur lesquelles s'écoule une lame d'eau.

I.2-MODÉLISATION DE DUNES D'APRÈS FOX ET AL. (2014)

Ce premier modèle est un cas synthétique basé sur un article publié par Fox et al. en 2014. Dans cet article, est présentée la simulation d'un échange nappe rivière en ZH sous l'effet d'une succession de dunes dans une cuve en laboratoire. Cet article propose une visualisation qualitative directe des résultats grâce à une série de photographies de la cuve prises à différents pas de temps. L'expérience se fait au sein d'une grande cuve de

6,4 m de long et 29 cm de large dans laquelle a été déposé un lit de sable homogène de 11 cm d'épaisseur (Figure 7-2). Des dunes ont été dessinées avec la géométrie suivante :

- i. 15 cm de long ;
- ii. 2 cm de haut ;
- iii. Alternance régulière sur l'ensemble de la section.



Figure 7-2 : Photographie de la cuve construite et utilisée lors de l'expérience de par Fox *et al.* (2014).

Un système de pompe a été mis en place de part et d'autre de la cuve afin de recouvrir l'ensemble d'une lame d'eau d'épaisseur 7 cm en moyenne, réalimentée en continu. Une série de pompes a également été installée sous la cuve afin de tester trois types de conditions aux limites représentant différents types de relations nappe-rivière :

- i. La rivière alimente la nappe (conditions drainantes) ;
- ii. La nappe alimente la rivière (conditions d'apports) ;
- iii. Il n'y a aucune alimentation (conditions neutres).

Pour les deux premiers cas, deux scénarios sont testés à chaque fois pour un flux entrant ou sortant plus ou moins important. Pour l'ensemble de ces trois expériences, deux vitesses d'écoulement pour l'eau de surface ont aussi été choisies afin de tester l'impact de la vitesse d'écoulement sur les échanges, sachant que la hauteur de la lame d'eau au-dessus des dunes reste constante par un système de pompage/apport d'eau au sein de la maquette.

Les résultats présentés dans l'article sont basés sur une comparaison entre une simulation purement numérique et les observations faites avec la maquette expérimentale. En particulier, les équations de transport non réactif de Boano *et al.* (2009a) et pour le flux hyporhéique la méthode de Boano *et al.* (2009b) basée sur la théorie de Elliott et Brooks (1997b) ont été utilisées. Mais ici la comparaison sera faite entre notre propre maquette numérique et les résultats visuels donnés dans l'article (Figure 7-3).

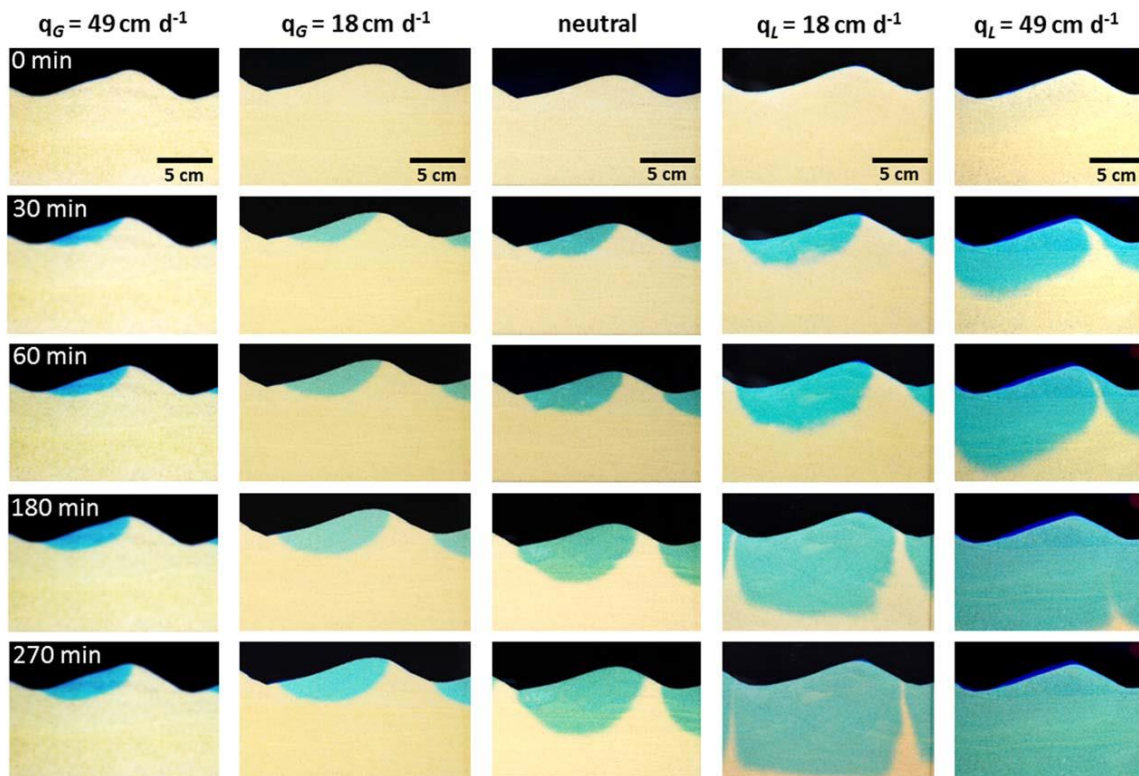


Figure 7-3 : Série de photographies de la pénétration de l'eau de surface colorée en bleu dans une dune selon la condition appliquée sous la cuve (neutre, drain ou apport) publiée par Fox *et al.* (2014).

Sur la Figure 7-3 on peut voir au cours du temps la pénétration du traceur dans les sédiments qui suit une géométrie précise due aux écoulements et aux différences de charge dans le milieu créées par les dunes. Une maquette numérique de cette expérience a été construite avec HydroGeoSphere afin de voir s'il était possible de reproduire au moins qualitativement et visuellement l'allure des flux au sein d'une dune topographique située sous un chenal. Ce type de simulation sera par la suite reproduit sur une autre maquette réalisée à partir des données du site de l'île Ambart.

II-MAILLAGE ET PARAMÈTRES

II.1-MAILLAGE

Après avoir testé plusieurs cas possibles, le choix du modèle s'est porté sur un système de dix dunes. En effet, nous avons constaté qu'un système à une ou trois dunes seulement présentait des effets de bords liés à l'application de certaines conditions aux limites. Ici, seul le modèle à dix dunes sera présenté. En raison des symétries expérimentales, l'expérience est simulée selon une géométrie 2D, à savoir la présence d'une seule maille pour représenter toute la largeur du chenal. Ceci permet de gagner en temps de calcul, en limitant la taille du modèle et le nombre de mailles.

On définit l'axe X comme la largeur de la dune, l'axe Y comme la longueur et l'axe Z comme la profondeur. La géométrie choisie reprend les dimensions indiquées dans l'article, à savoir :

- i. Longueur d'une dune : $L_y = 15$ cm ;
- ii. Largeur du chenal : $L_x = 29$ cm ;
- iii. Épaisseur des sédiments : $L_z = 11$ cm ;
- iv. Nombre de dunes : 10 ;
- v. Longueur totale : 1,5 m.

Plusieurs essais de tailles de mailles différentes ont été faits avant de choisir la répartition des mailles dans l'espace. La taille des mailles est choisie de façon à avoir le maillage le plus grossier mais qui n'ait aucun impact sur les résultats observés, soit l'indépendance du maillage. Le test a été effectué par rapport aux charges et à la répartition du traceur dans le modèle.

Les dimensions finales pour le maillage ont donc été choisies pour chacune des dunes :

- i. Axe X : 2 nœuds représentant une maille entre 0 et 29 cm : $N_x = 2$;
- ii. Axes Y : 31 nœuds régulièrement espacés tous les 5 mm entre 0 et 15 cm : $N_y = 31$;
- iii. Axe Z : 91 nœuds répartis selon trois couches : $N_z = 91$.

Cette géométrie est ensuite reproduite dix fois pour simuler dix dunes identiques sur l'ensemble du chenal modélisé (Figure 7-4). La forme des dunes a été simplifiée pour représenter une forme triangulaire au lieu de la géométrie légèrement arrondie du sommet de la dune, plus difficile à représenter à l'aide de mailles parallélépipédiques.

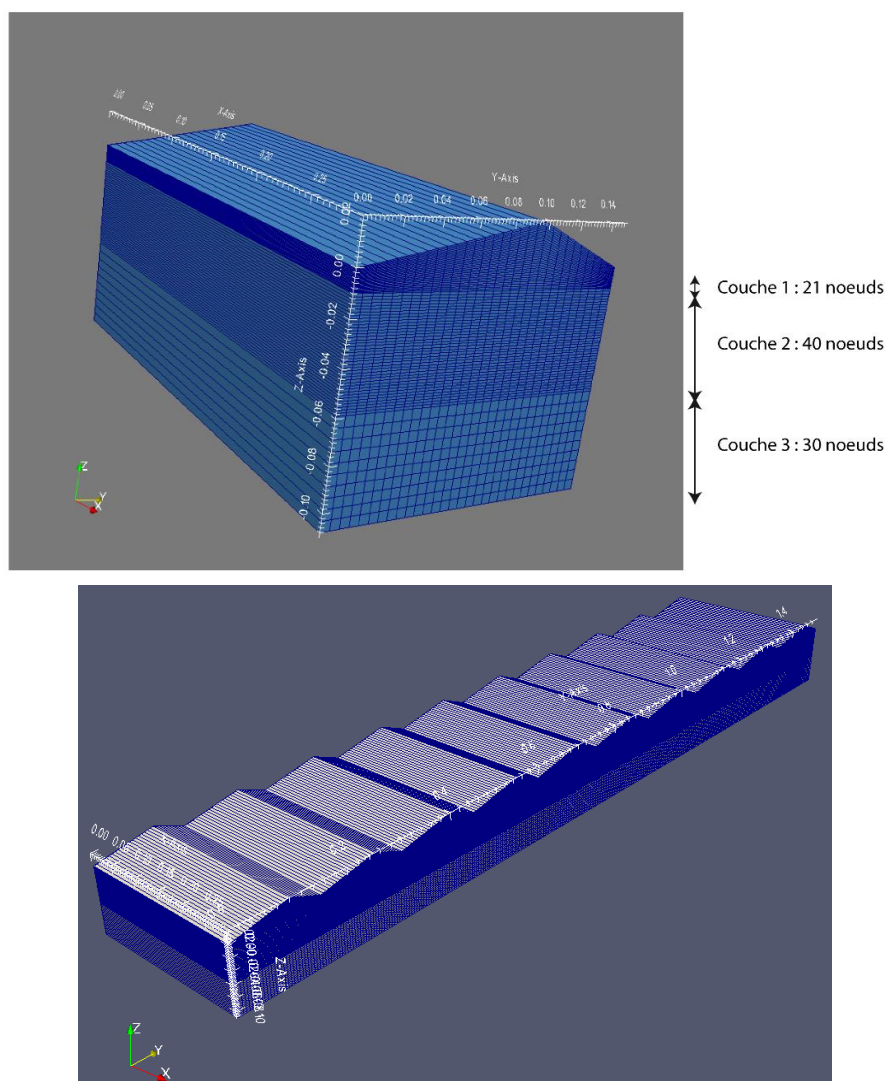


Figure 7-4 : Représentation du maillage sur l'une des dunes (en haut) et présentation du maillage final avec une succession de dix dunes réparties suivant l'axe Y (en bas).

Tous les nœuds sont répartis de façon régulière entre les limites des plans supérieurs et inférieurs de chaque ensemble de couches ; c'est-à-dire qu'au sein d'une même couche, toutes les mailles ont une épaisseur identique.

II.2-CONDITIONS AUX LIMITES

II.2.1-AMONT

L'objectif pour le choix des conditions aux limites est de se rapprocher au maximum des conditions utilisées pendant l'expérience en laboratoire afin de voir s'il est possible d'obtenir une répartition du traceur au sein des sédiments proche de celle observée dans le chenal. Le système de pompe mis en place dans l'expérience permet de faire circuler une lame d'eau d'épaisseur 7 cm en moyenne au-dessus des sédiments. Deux vitesses de courant ont été testées pour voir l'impact de sa variation sur les flux en ZH, mais dans le cas de cette modélisation test, seule la vitesse la plus rapide à 12,3 cm/s a été retenue. Afin de prendre en compte la vitesse d'écoulement sur la condition aux limites à appliquer en amont du modèle afin de faire circuler une lame d'eau, plusieurs conditions ont été testées. L'idée est d'appliquer un flux sur les deux nœuds situés le plus en amont du modèle sur la face supérieure (appelée "surface") du canal afin de simuler un écoulement depuis l'amont vers l'aval.

Comme le canal est plat dans l'expérience, le mouvement de l'eau est uniquement induit par les pompes installées dans la maquette. Pour le modèle, la condition la plus contraignante est d'imposer une condition de Dirichlet, c'est à dire une charge constante au cours du temps. Le problème posé ici est qu'en l'absence d'une pente pour que l'eau s'écoule, cette condition permet juste de mettre en place une lame d'eau d'épaisseur constante au-dessus des sédiments mais ne permet pas de simuler un écoulement dans le canal comme c'est le cas en réalité. Cette condition n'est donc pas satisfaisante dans notre cas.

Une autre méthode est d'appliquer une condition aux limites de type "flux nodal" sur les nœuds situés en amont et en surface afin d'apporter un flux qui permette une circulation de l'eau dans le chenal. Le flux nodal est une condition aux limites permettant d'imposer un flux entrant pour chaque nœud considéré. Si l'on souhaite apporter un flux sur un segment constitué de plusieurs nœuds, il faut alors calculer le flux appliqué à chaque nœud, c'est-à-dire diviser le flux total par le nombre de nœuds composant le segment.

II.2.2-AVAL

Afin de coupler la condition aux limites en aval avec celle appliquée en amont, il a été décidé d'utiliser une condition aux limites de type "Critical Depth" sur le segment situé en aval en surface. Cette condition aux limites force la hauteur de la tranche d'eau en aval du chenal à être égale à une valeur constante notée d_0 .

Dans le cas de cette simulation, nous avons choisi de respecter au maximum la hauteur d'eau moyenne de 7 cm ainsi que le débit dans le chenal. C'est pourquoi il a été choisi d'ajuster ces deux conditions aux limites ensemble afin d'avoir une hauteur d'eau et un flux cohérents avec l'expérience.

II.2.3-CALCUL DES FLUX

Dans un premier temps, il nous faut calculer le débit Q_0 correspondant à la hauteur d'eau que l'on veut imposer en aval grâce à la Critical Depth. Elle s'obtient de la façon suivante :

$$Q_0 = \sqrt{gd_0^3}, (7.7)$$

Pour une hauteur d'eau moyenne $d_0 = 7$ cm, on obtient :

$$Q_0 = 0,058 \text{ m}^2/\text{s}$$

Ce débit Q_0 est un débit par mètre de largeur de chenal. Pour en déduire un flux par nœud à appliquer en amont noté q , il faut donc multiplier cette valeur par la largeur du chenal et diviser par le nombre de nœuds :

$$AN : q = \frac{Q_0 \times L_x}{N_x} = 0,0084 \text{ m}^3/\text{s}.$$

avec $L_x = 0,29$ m et $N_x = 2$. Cette valeur pourra être appliquée aux deux nœuds situés en surface et le plus en amont du modèle afin de contraindre en aval la Critical Depth à avoir une valeur de 7 cm.

Or, cette condition aux limites ne tient alors pas compte de la vitesse de l'écoulement de surface v_y , qui est pourtant précisée comme étant égale à 12,3 cm/s. On peut donc aussi imaginer calculer le débit que représente cette vitesse au sein du canal :

$$Q = d_0 \times L_x \times v_y = 0,0025 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Si l'on divise cette valeur par deux afin d'obtenir un flux nodal, on se retrouve avec une valeur $q=0,00125\text{m}^3/\text{s}$, bien inférieure à celle trouvée précédemment. De plus, lorsque l'on applique cette valeur, la hauteur d'eau obtenue sur l'ensemble du modèle est bien inférieure à la valeur recherchée.

Cette condition aux limites ne semble pas convenir pour reproduire un débit associé à une hauteur d'eau de façon réaliste et il est donc impossible de concilier une condition aux limites qui rende compte à la fois du débit et de la hauteur d'eau avec l'association "Critical Depth/Flux nodal". Dans un premier temps, c'est le critère de la hauteur d'eau qui primera sur la vraisemblance de la simulation plutôt que le débit.

II.2.4-ENSEMBLE DES CONDITIONS AUX LIMITES

Sur le reste des faces du modèle, la condition aux limites de flux nul est appliquée. En effet, l'expérience se déroule dans un chenal artificiel en laboratoire et ne comporte aucun flux sur les faces latérales du domaine, constituées de parois en verre. Pour la face inférieure du domaine, l'expérience réalisée comptait plusieurs cas de figures en conditions de flux positifs, négatifs ou neutres, représentant les différents cas d'alimentation existants. L'objectif principal n'étant pas de simuler toutes les expériences mais de se servir d'un cas test comme référence, nous avons choisi de ne travailler qu'en conditions neutres, c'est à dire sans apport ou perte d'eau à travers la face inférieure du modèle. Une condition de flux nul est donc également appliquée sur cette face inférieure (Figure 7-5).

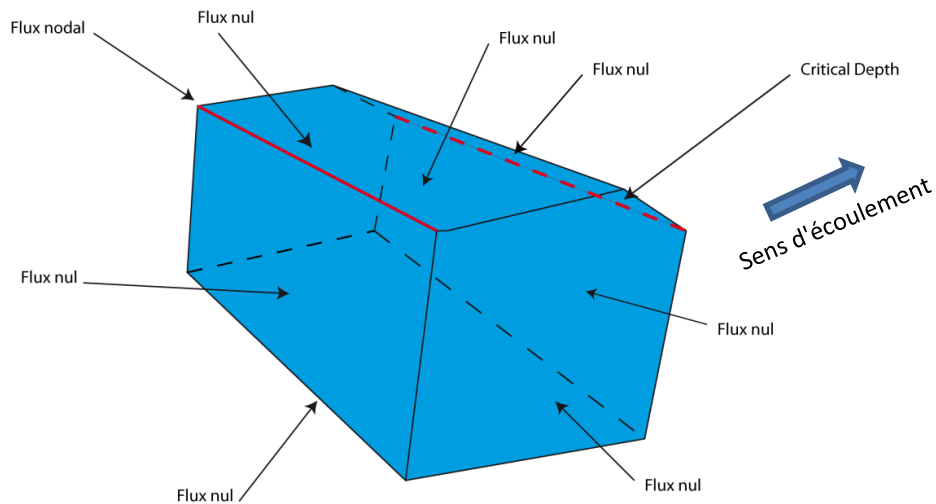


Figure 7-5 : Schéma récapitulatif des conditions aux limites imposées pour modéliser la dune en 2D.

III-AUTRES PARAMÈTRES

III.1-ESTIMATION DU COEFFICIENT DE MANNING

Le coefficient de Manning rend compte de la friction entre la lame d'eau et la surface du milieu poreux. N'ayant aucune indication sur sa valeur pour le chenal utilisé durant l'expérience, une valeur moyenne "classique" a été choisie : $n = 0,02$ (Woolhiser, 1975).

III.2-DÉFINITION DES AUTRES PARAMÈTRES

III.2.1-MILIEU POREUX

Les autres paramètres principaux du modèle ont été définis par les expérimentateurs à partir d'estimations ou de mesures faites dans la cuve (Fox *et al.*, 2014). Ainsi, les principaux paramètres de base sont :

$$\omega = 0,33$$

$$K = 1,195 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

$$S_e = 10^{-4} \text{ (estimé)}$$

avec ω la porosité, K , la perméabilité et S_e , le coefficient d'emmagasinement. Ce dernier a été estimé, en l'absence de données précises dans l'article.

III.2.2-TRANSPORT

La concentration en traceur n'est pas spécifiée dans l'article de Fox *et al.* (2014), sauf celle du colorant bleu qui a servi à faire les photos présentées dans l'article. Nous supposons que cet élément est similaire à l'élément chlorure dont nous nous servons dans notre étude. Pour une visibilité claire de la présence ou non de traceur dans le milieu poreux, une valeur arbitraire de 1 est appliquée pour la concentration dans l'eau de surface, contre 0 dans le sédiment au temps initial.

Les autres paramètres utiles pour le transport sont les coefficients de diffusion et de dispersion. Leurs valeurs par défaut sont spécifiées dans le Tableau 7-1. Une étude de sensibilité concernant ces paramètres sera

présentée dans le paragraphe V. Le coefficient de diffusion choisi est celui de l'ion Chlorure (Freeze et Cherry, 1979).

	<i>Milieu poreux</i>	<i>Surface</i>
<i>Dispersion longitudinale α_L (m)</i>	0,01	0,01
<i>Dispersion transversale α_T (m)</i>	0,001	0,001
<i>Dispersion trans. verticale (m)</i>	0,001	-
<i>Diffusion D_{diff} (m²/s)</i>	2×10^{-9}	

Tableau 7-1 : Paramètres de base appliqués au modèle synthétique des dunes 2D.

IV-RÉSULTATS

Pour pouvoir faire une comparaison directe et visuelle des résultats, en particulier pour l'expérience de traçage et la répartition du traceur dans le modèle, les résultats de la simulation ont été sauvegardés et post-traités aux différents temps pour lesquels on dispose d'une photographie de la cuve expérimentale (Fox *et al.*, 2014). Ici seules les images issues de la simulation au temps final (t=4,5 heures), sont étudiées.

IV.1-CHARGES

Sur le modèle avec dix dunes, on peut voir que la charge en aval est bien égale à 8 cm, mais qu'en revanche, elle vaut 9,7 cm en amont. Il semble donc que plus le domaine est grand, plus la charge en amont est élevée pour pouvoir respecter les conditions aux limites en amont et en aval.

La répartition des iso-charges le long des dunes montre bien un écoulement dans le milieu poreux depuis l'amont vers l'aval, avec une influence des dunes sur la partie supérieure du domaine (Figure 7-6).

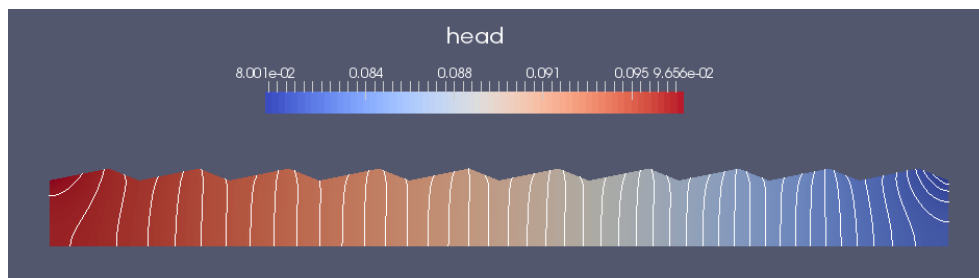


Figure 7-6 : Évolution de la charge hydraulique au sein du modèle à dix dunes.

IV.2-VECTEURS VITESSES

Le passage des données depuis le format de sortie du modèle HydroGeoSphere jusqu'à une visualisation graphique se fait à l'aide d'une conversion des données sous format *.vtk lisible par le logiciel Paraview. Mais une partie des sorties du modèle n'est pas convertie. C'est le cas pour les vecteurs vitesse que l'on ne peut pas visualiser directement avec Paraview.

Pour remédier à ce problème, il faut calculer les vecteurs vitesse à partir du fichier de sortie contenant les charges. Dans Paraview, on commence par appliquer un premier filtre afin de calculer les gradients de charge. Dans un second temps, on applique un second filtre qui permet de calculer les flux à partir de la formule suivante :

$$\mathbf{q} = -K\nabla h, (7.8)$$

avec \mathbf{q} , le flux, K , la perméabilité et h , la charge hydraulique.

Lorsque l'on s'intéresse à la répartition des vecteurs vitesse, on se rend compte que ces derniers sont bien répartis au sein de chacune des dunes centrales, mettant en place un écoulement advectif au sein du milieu poreux (Figure 7-7). Les différents zooms présentés sur la partie amont et aval du milieu poreux démontrent bien l'influence des conditions aux limites avec un flux d'eau entrant maximal vertical depuis la surface vers le fond du modèle en amont (conséquence de l'application d'un flux nodal sur les mailles du segment limite en surface). De même, la Critical Depth imposée en aval crée une remontée artificielle des flux sur la partie aval du modèle.

Par contre, lorsque l'on se positionne au centre du domaine, les dunes ne semblent plus être influencées par ces différentes conditions aux limites. L'écoulement au sein du milieu poreux se fait d'amont en aval et parallèlement au sens de l'écoulement en surface. On se trouve bien en présence d'un contexte neutre où aucun flux ne provient du fond du modèle, semblable à ce que l'on peut observer dans la cuve ou plus rarement sur le terrain lorsque l'écoulement de surface est découplé de l'écoulement souterrain. On se concentrera donc par la suite sur l'étude de l'écoulement et du transport au sein des dunes situées au centre du domaine.

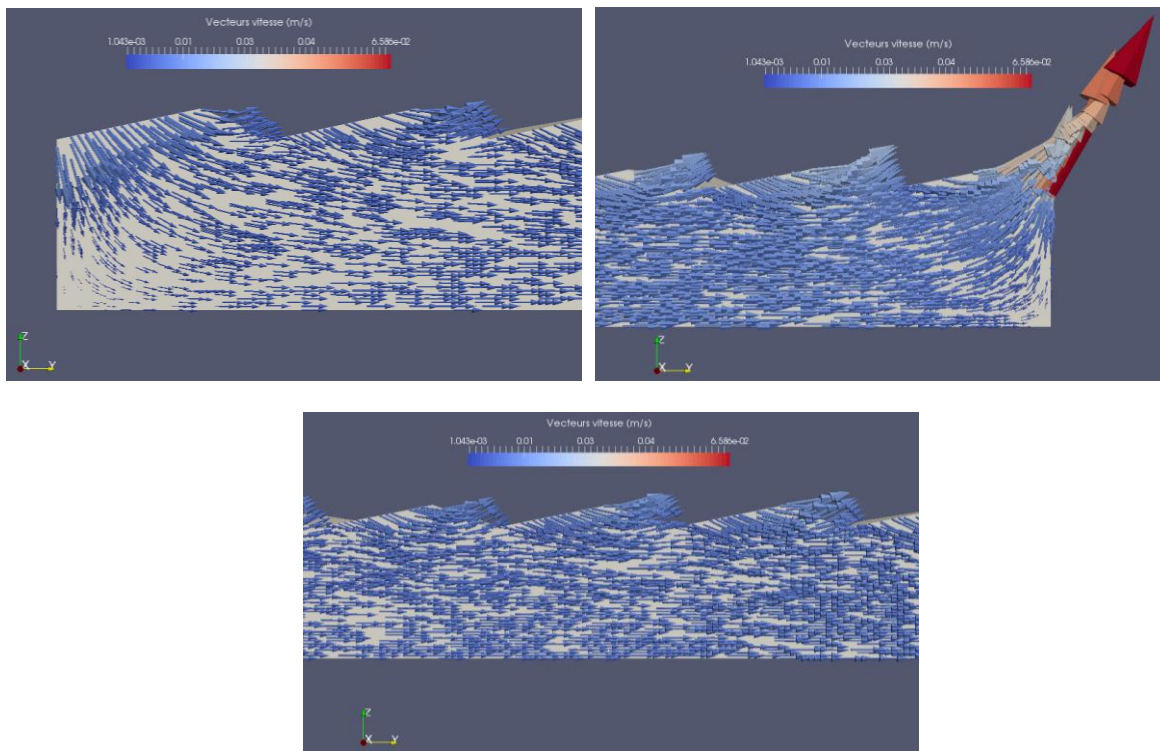


Figure 7-7 : Représentation des vecteurs vitesse au sein du modèle à dix dunes. Sur les images du haut, un zoom est effectué sur les dunes situées le plus en amont (à gauche) et en aval (à droite). Sur l'image du bas, seules les dunes centrales sont représentées.

IV.3-CONCENTRATION

La Figure 7-8 présente la carte de concentration au temps final. La pénétration du traceur sur le segment amont est due à la présence du flux nodal, tandis que son exfiltration au niveau du segment aval est liée à la condition aux limites de type "critical depth". Par contre, la répartition du traceur dans les dunes situées au centre du modèle est assez similaire. On notera cependant une légère variation d'une dune à l'autre, avec une tendance à l'augmentation du volume occupé par le traceur au sein des dunes d'amont en aval, ce qui est

probablement dû à la variation de charge au fil du modèle. Cette géométrie de la répartition du traceur peut être directement comparée à celle obtenue expérimentalement.

Si l'on observe la répartition du traceur au sein de la dune, on peut se rendre compte qu'effectivement on retrouve la répartition asymétrique du traceur de part et d'autre de la dune, avec de l'advection en amont de la dune, qui entraîne le traceur à traverser le milieu poreux pour ressortir en aval (Figure 7-8). On retrouve un gradient sur la répartition du traceur dans le milieu poreux entre la surface et environ 1,5 cm de profondeur qui ne correspond pas à ce que l'on observe sur les photographies publiées dans l'article où la limite de pénétration du traceur semble bien délimitée. Cet effet peut être dû à de la dispersion et de la diffusion du traceur au sein du milieu poreux. L'impact de ces différents paramètres va donc également être évalué.

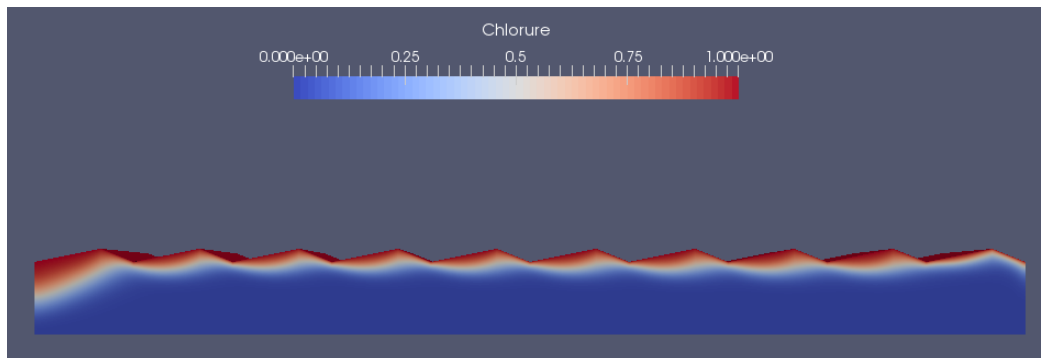


Figure 7-8 : Représentation de la répartition du traceur au sein du modèle à dix dunes.

V-ANALYSE DE SENSIBILITÉ

V.1-INTRODUCTION

L'analyse de la sensibilité du modèle 2D a été faite pour certains paramètres. Dans un premier temps, plusieurs géométries différant par le nombre de dunes (1, 3 ou 10) ont été testées afin de déterminer quelle longueur de domaine permet de s'affranchir des conditions aux limites imposées en amont et en aval. Les résultats de ces expériences, qui ne sont pas présentées ici, ont montré que dans les configurations à 1 et 3 dunes, la répartition du traceur au sein du milieu poreux est affectée par l'application des conditions aux limites. Seul le domaine à 10 dunes permet de s'affranchir de façon certaine des conditions aux limites sur la partie centrale du domaine.

En ce qui concerne les paramètres de transport, comme déjà spécifié dans le Tableau 7-1, les valeurs par défaut pour la dispersion longitudinale α_L , la dispersion transversale α_T , et le coefficient de diffusion sont respectivement 0,01 m, 0,001 m et 2×10^{-9} m²/s. On considère généralement un facteur 10 entre la dispersion longitudinale et transversale.

D'après la littérature, différentes valeurs pour les coefficients de dispersion peuvent être choisies en fonction du milieu. Ces valeurs peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur selon la configuration étudiée (Tableau 7-2). Les deux premiers cas présentés dans le Tableau 7-2 correspondent à des modèles réalisés à des échelles assez grandes, jusqu'à l'échelle kilométrique, pour simuler des tronçons de rivière. Bardini *et al.* (2013) s'intéressent à la modélisation de petites dunes topographiques, configuration assez semblable à celle de l'expérience publiée par Fox *et al.* (2014). Les dunes font 10 à 20 cm de long et 0,5 à 1 cm de haut, soit des dimensions du même ordre de grandeur que celles que l'on cherche à simuler. Il semble donc d'après la littérature que les paramètres tels que la diffusion et la dispersion varient en fonction de la taille du domaine que l'on modélise et que plus le domaine est grand, plus ces paramètres augmentent (Gelhar *et al.*, 1992). La

perméabilité, elle aussi, augmente avec la taille du domaine, car elle intègre à grande échelle les hétérogénéités du milieu poreux comme par exemple des fractures (Vogel et Roth, 2003).

	Dispersion longitudinale (m)	Dispersion transversale (m)	Coefficient de diffusion (m ² /s)
Brookfield et al. (2009)	0,1	0,01	1,2×10 ⁻⁹
Xie et al. (2016)	10	1	2×10 ⁻⁹
Bardini et al (2013)	0,001	0,0001	5×10 ⁻¹¹

Tableau 7-2 : Exemples de valeurs des coefficients de dispersion longitudinale, transversale et de diffusion que l'on peut trouver dans la littérature.

V.2-COEFFICIENT DE DIFFUSION

Trois simulations ont été réalisées afin de tester trois valeurs différentes du coefficient de diffusion D_{diff} : 10^{-11} , 10^{-9} et 10^{-7} m²/s (Figure 7-9). Comme le montre la figure 136, les cartes de concentration en traceur obtenues avec $D_{diff} = 10^{-11}$ m²/s et $D_{diff} = 10^{-9}$ m²/s sont très semblables. Cela est dû au fait que pour ces valeurs très faibles, la diffusion n'est pas le moteur principal du transport qui reste dominé par l'advection. Par contre, pour $D_{diff} = 10^{-7}$ m²/s, la diffusion n'est plus négligeable et participe à la pénétration en profondeur du traceur dans le milieu poreux.

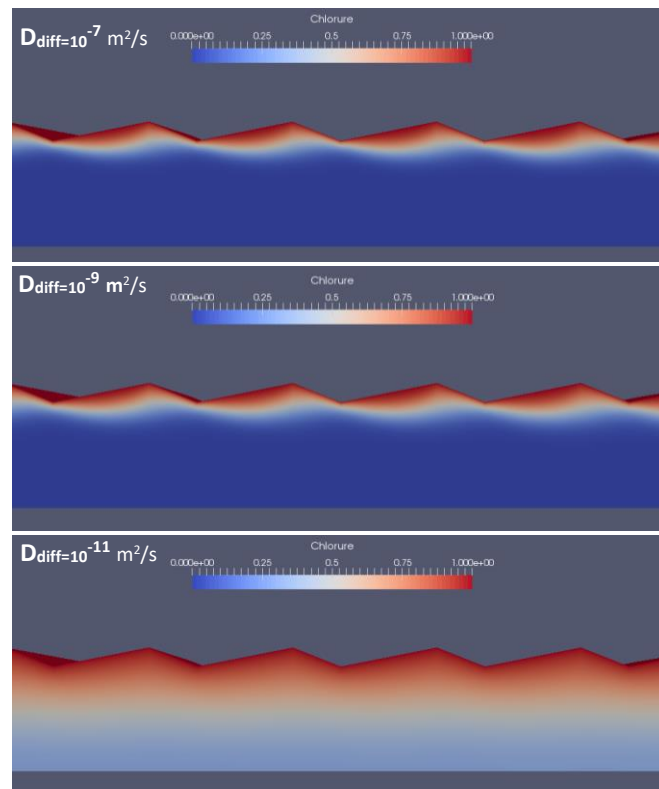


Figure 7-9 : Comparaison de l'effet du coefficient de diffusion (10^{-11} , 10^{-9} et 10^{-7} m²/s) sur la répartition du traceur au sein du milieu poreux pour le modèle à dix dunes.

V.3-COEFFICIENTS DE DISPERSION

Deux valeurs différentes du coefficient de dispersion longitudinale $\alpha_L = 0,1$ m et $\alpha_L = 0,001$ m ont été testées (Figure 7-10). Plus la dispersion augmente et plus le traceur pénètre profondément dans le milieu poreux, jusqu'à 2 cm environ avec $\alpha_L = 0,1$ m, moins de 1,5 cm avec $\alpha_L = 0,001$. Le fait que ce paramètre soit aussi lié à la taille du domaine, comme cela a été mentionné précédemment dans la littérature, prend ici son sens. Selon la taille totale et la géométrie du domaine, le facteur de dispersion ne sera pas le même car l'on considère que

la zone impactée est plus ou moins en relation proportionnelle avec la taille du domaine et la dimension des dunes. Ainsi, un modèle à plus grande échelle nécessitera des coefficients de dispersion plus importants afin de rendre compte de ce qui se passe à l'échelle d'un tronçon de cours d'eau. Dans notre cas où la géométrie des dunes est de l'ordre du centimètre, il faut réduire le coefficient de dispersion longitudinal.

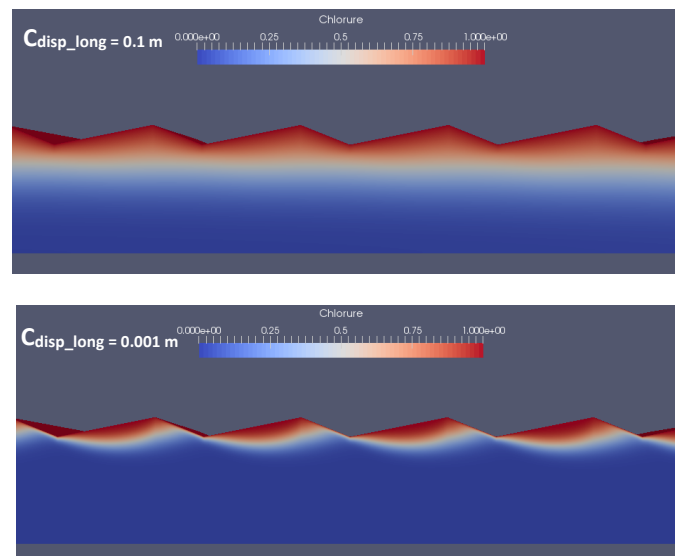


Figure 7-10 : Comparaison de l'effet du coefficient de dispersion longitudinal sur la répartition du traceur au sein du milieu poreux pour le modèle à dix dunes.

On considère un ordre de grandeur plus petit entre la taille de la géométrie des dunes et la valeur du coefficient de dispersion longitudinale, et encore un ordre de grandeur en dessous pour la dispersion transversale. Par exemple : si une dune est de l'ordre du centimètre, comme c'est le cas ici, la valeur de la dispersion longitudinale devrait être de l'ordre du millimètre et la dispersion transversale de l'ordre de 0,1 mm. De même, si une dune présente une taille de l'ordre de 10 ou 100m, la valeur de la dispersion longitudinale sera de l'ordre du mètre alors qu'on prendra plutôt une valeur de l'ordre de 10 centimètres pour la dispersion transversale (Brookfield *et al.*, 2009).

VI-CONCLUSION SUR LE MODÈLE À DIX DUNES

En conclusion de l'utilisation de ce modèle à 10 dunes, il se révèle satisfaisant pour s'affranchir des conditions aux limites en amont et en aval. L'évolution d'un traceur conservatif au sein du milieu poreux montre une géométrie similaire à celle observée sur les photographies illustrant l'article de Fox *et al.* (2014). Nous avons pu également mettre en évidence l'influence du choix des conditions aux limites et des valeurs de la dispersion et de la diffusion sur le transport. Ainsi, un jeu de paramètres qui semble répondre au mieux aux observations faites sur le modèle a pu être défini (Tableau 7-3).

Dispersion longitudinale α_L (m)	Dispersion transversale α_T (m)	Coefficient de diffusion D_{diff} (m^2/s)
0,001	0,0001	2×10^{-9}

Tableau 7-3 : Valeur des paramètres retenues pour le transport à l'issue de la simulation 2D des dix dunes.

Ce premier modèle 2D de circulation d'eau entre la surface et un milieu poreux, a permis de tester la possibilité d'effectuer ce genre de simulation avec HydroGeoSphere. Les résultats obtenus ont montré que la mise en place d'un gradient amont/aval et d'une lame d'eau permanente au-dessus d'une dune était possible, et que la topographie incluse dans le modèle permettait effectivement de créer une circulation au sein de la dune. Une analyse de sensibilité à la taille du domaine, ainsi qu'à certains paramètres de transport comme la dispersion et la diffusion a été effectuée.

La perte de charge d'amont en aval et l'impossibilité de parvenir tout à fait à caler les deux conditions aux limites semble provenir de la limite de la taille du domaine qu'il faudrait agrandir pour ne pas avoir de conflit entre les deux conditions choisies, en particulier sur la partie amont. Pour tester cette hypothèse et se rapprocher de la taille du domaine de l'île Ambart, un domaine plus grand a été créé afin de réaliser une nouvelle série de tests.

C-CHENAL 2D AUX DIMENSIONS DE L'ÎLE AMBART

I-PRÉSENTATION DU MODÈLE

I.1-INTRODUCTION

L'objectif de cette nouvelle configuration est de simuler un chenal 2D sans dune dont les dimensions sont similaires à celles qui seront utilisées pour simuler l'île Ambart. Le modèle 2D utilisé précédemment va être progressivement modifié afin de tester plus en détails différents types de conditions aux limites. Dans un premier temps, les dunes sont retirées pour ne plus s'intéresser qu'à un chenal à fond plat avec une lame d'eau. La taille du domaine est également agrandie pour représenter les dimensions du chenal qui sera modélisé pour le site de l'île Ambart.

I.2-TAILLE DU NOUVEAU DOMAINE

Les nouvelles dimensions du chenal sont de 4 m de large (soit la moitié de la rivière), et 115 mètres de long. L'épaisseur totale du milieu poreux est de 10 m. Le nombre de mailles selon Z et la répartition en trois couches de la configuration à 10 dunes sont conservés. La pente du lit du chenal, S , est choisie égale à 10^{-3} . Le temps de simulation est de 100 ans afin de permettre à la lame d'eau d'avoir le temps de se mettre en place entre l'amont et l'aval jusqu'à obtenir un "régime permanent". Les conditions aux limites sont conservées, notamment celle de type "critical depth" en aval du chenal.

II-ANALYSE DE SENSIBILITÉ

II.1-COMPARAISON ENTRE UN FLUX NODAL ET UNE CHARGE IMPOSÉE SUR LE SEGMENT AMONT : LIEN AVEC LA TAILLE DU DOMAINE

Dans ce nouveau chenal, la lame d'eau imposée est celle mesurée au niveau du site de l'île Ambart en conditions permanentes, soit une hauteur d'eau $d_0 = 40$ cm au niveau du bras droit de l'Essonne, qui sera le bras modélisé. Nous allons tester deux types de conditions aux limites sur le segment amont : une charge imposée ou un flux nodal. La charge imposée sur le segment amont sera égale à la valeur souhaitée, soit 40 cm. Pour la condition de flux nodal, il faut calculer la valeur de flux à imposer au niveau de chaque nœud. Des mesures faites sur le terrain permettent d'estimer le débit Q sur ce bras de l'Essonne à environ $0,2$ m³/s. Afin de gagner en temps de calcul, on ne modélise que la moitié de la largeur de la rivière, soit $L_x = 4$ m au lieu des 8 m de largeur totale. On a donc un débit de $0,1$ m³/s à appliquer sur les deux nœuds situés en amont, soit $0,05$ m³/s pour chacun des nœuds.

On calcule le coefficient de Manning à l'aide de la formule suivante :

$$Q_0 = \frac{1}{n} d_0^{5/3} \sqrt{S}, (7.9)$$

avec Q_0 , le débit par unité de largeur de rivière (ici $0,1$ m³/s), d_0 , la hauteur d'eau (ici $0,4$ m), S , la pente du lit (ici 10^{-3}) et n , le coefficient de Manning. On trouve $n \approx 0,275$.

Les résultats après simulation montrent que les deux conditions aux limites en amont ne se comportent pas tout à fait de la même façon (Figure 7-11). Alors que la condition de charge imposée permet à la lame d'eau de prendre la valeur exacte de 40 cm d'épaisseur au niveau du segment amont, ce n'est pas le cas pour le flux nodal qui conduit à une épaisseur plus faible de quelques centimètres (environ 36 cm).

Par définition, la condition aux limites de type "critical depth" relie la hauteur d'eau, $d_{0\text{crit}}$, au débit par unité de largeur de rivière, Q_0 :

$$d_{0\text{crit}} = \left(\frac{Q_0}{\sqrt{g}} \right)^{\frac{2}{3}}, \quad (7.10)$$

avec $Q_0 = \frac{q/2}{L_y}$.

$$AN : d_{0\text{crit}} = \left(\frac{0,2/2}{4 \times \sqrt{9,81}} \right)^{\frac{2}{3}} = 0,04 \text{ m}$$

Pour modéliser une lame d'eau de 40 cm d'épaisseur sur un tronçon de rivière de plus de 100 m de long, il faut repousser la condition aux limites suffisamment loin en rallongeant le domaine. Ainsi, comme le montre la figure 7-11, si l'on simule un chenal d'1 km de long, la hauteur d'eau est constante et égale à 40 cm sur la majeure partie de la rivière, quelle que soit la condition aux limites amont.

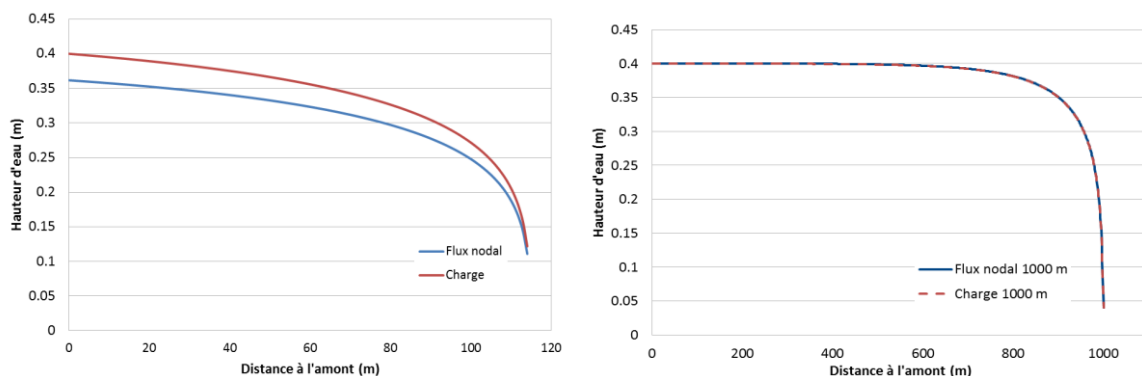


Figure 7-11 : Évolution de la hauteur de la lame d'eau dans le chenal en fonction de la distance à l'amont pour une condition aux limites de flux nodal (en bleu) et de charge (en rouge). À gauche le domaine de base et à droite le domaine agrandi sur 1000 m.

II.2-EFFET DE LA PENTE DE LA RIVIÈRE

Pour étudier l'effet de la pente de la rivière S sur la longueur d'influence de la Critical Depth, des tests ont été réalisés avec 3 valeurs différentes de S : 10^{-4} , 10^{-3} et 10^{-2} . Comme le montre la Figure 7-12, plus la pente est forte, plus la longueur du chenal sur laquelle la hauteur d'eau reste constante et égale à la valeur prescrite (40 cm) est grande. Ce résultat reste vrai quelle que soit la condition aux limites aval. Autrement dit, plus la pente est forte, plus la longueur du chenal influencée par la condition aux limites aval est faible.

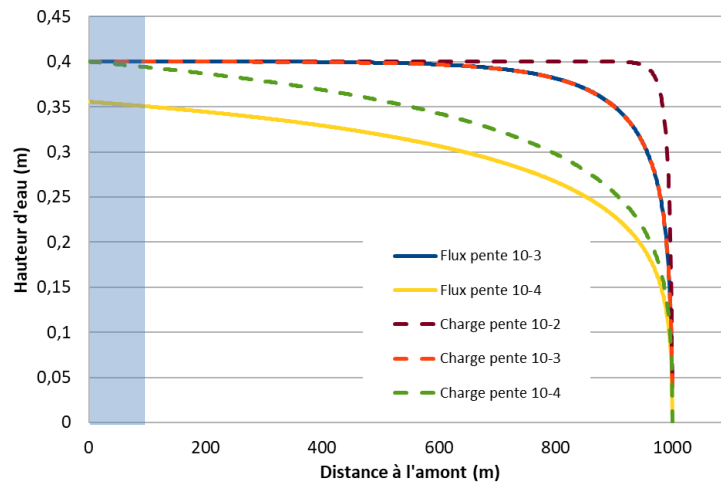


Figure 7-12 : Évolution de la hauteur d'eau dans le chenal d'amont en aval pour différentes configurations de pente de rivière et de conditions aux limites en amont sur le domaine de 1000 m. La zone d'intérêt du domaine est indiquée en bleu.

II.3-COEFFICIENT DE MANNING

Comme spécifié par l'équation 7.9, lorsque la hauteur d'eau dans le chenal, d_0 , est constante, le coefficient de Manning vérifie :

$$n = \frac{d_0^{5/3}}{Q_0} \sqrt{S}, (7.11)$$

A.N. : on a $d_0 = 0,4 \text{ m}$ et $Q_0 = 0,025 \text{ m}^3/\text{s}$

$$\begin{aligned} n &= 0,087 \text{ si } S = 10^{-4} \\ d'où : n &= 0,275 \text{ si } S = 10^{-3} \\ n &= 0,869 \text{ si } S = 10^{-2} \end{aligned}$$

Notons ici que les valeurs classiques du coefficient de Manning sont en général comprises entre 0,01 et 0,5 selon la rugosité du lit, sa végétalisation... (Woolhiser, 1975).

III-PERSPECTIVES POUR LA MODÉLISATION DE L'ÎLE AMBART

Outre le test des conditions aux limites, ce type de modèle d'un chenal 2D a permis de tester plusieurs hypothèses, dont celle de la longueur totale du domaine pour obtenir des hauteurs d'eau et débits cohérents sur un tronçon de rivière d'une centaine de mètres de long. Les essais ont montré qu'un domaine d'1 km de long donnait des résultats satisfaisants, et cela quelle que soit la valeur de la pente du chenal.

CHAPITRE 8 : MODÉLISATION DU SITE DE L'ÎLE AMBART

A-CONSTRUCTION DU MODÈLE

I-INTRODUCTION ET OBJECTIFS

I.1-INTRODUCTION

L'approche expérimentale développée dans les chapitres précédents a permis de mettre en évidence un certain nombre de comportements de la zone hyporhéique, en conditions stationnaires ou en dynamique au sein d'un environnement réel sur le site de l'île Ambart. Ainsi, la réponse de la zone hyporhéique à un changement de concentration d'un traceur dans l'eau de rivière ou à une variation du niveau d'eau semble être relativement rapide. Mais il est encore difficile de parvenir à une conclusion sur le rôle de facteurs physiques et de certains paramètres sur la zone hyporhéique en se basant seulement sur des observations de terrain. On peut alors se poser le problème suivant : peut-on reproduire le comportement de la zone hyporhéique observé sur le terrain à l'aide d'un modèle numérique ? Par exemple, on cherche à déterminer s'il est possible de reproduire l'effet de "ressort" observé pendant l'expérience du barrage. De même, on peut s'intéresser à la persistance du traceur dans les sédiments de rivière lors de l'expérience de traçage.

Pour répondre à ces questions, une maquette de la portion de l'île Ambart que nous étudions a été créée et va nous servir afin de tenter de comprendre comment il est possible d'avoir une telle dynamique sur le terrain. Parmi les nombreuses interrogations qui peuvent être soulevées par cette problématique, une série de questions ont été définies afin d'aiguiller la mise en place de ce modèle hydrogéologique 3D :

- i. Peut-on simuler une zone de mélange au sein d'un modèle numérique comparable à celle observée sur le terrain où les signaux en Chlorures se mélangent entre la nappe et la rivière en conditions stationnaires ?
- ii. Quels paramètres ont une influence sur cette zone ?
- iii. Est-il possible de reproduire la dynamique d'enfoncement/remontée de la zone hyporhéique lors de l'expérience avec le barrage ? Quels paramètres sont en jeu ?
- iv. Peut-on reproduire les résultats obtenus avec l'expérience de traçage ?

I.2-OBJECTIFS

À ces questions directement liées aux problématiques soulevées par les expériences de terrain, d'autres questions pourront également être abordées comme :

- i. Est-il possible d'appliquer les résultats obtenus sur l'île Ambart à plus grande échelle de temps/d'espace ?
- ii. Est-il possible de faire du quantitatif à l'aide de ce type de modèle ?
- iii. Comment se comportent les berges lors des différentes expériences de terrain ?

Une séquence de travail a été définie pour la partie modélisation dans le but de :

- i. Construire un modèle hydrogéologique 3D de la portion de l'île Ambart étudiée ;
- ii. Analyser la sensibilité du modèle en conditions permanentes ;

- iii. Reproduire les expériences faites sur le terrain ;
- iv. En déduire s'il est possible de reproduire numériquement les résultats observés expérimentalement et quels sont les paramètres importants à prendre en compte dans ce genre de simulation.

Une série d'objectifs secondaires ont également pu être développés au fur et à mesure de la construction du modèle, en lien avec la technique nécessaire pour parvenir à modéliser correctement la zone hyporhéique avec HGS. Ainsi, certaines problématiques ont déjà été abordées dans le chapitre précédent, comme celles relatives aux dimensions du domaine, aux conditions aux limites et aux paramètres principaux à prendre en compte.

II-CONSTRUCTION DU MODÈLE

II.1-GÉOMÉTRIE DU DOMAINE

Le maillage initial de l'île Ambart a été défini selon plusieurs critères. Tout d'abord, en fonction de la géomorphologie du terrain, un compromis entre la taille du domaine et la précision souhaitée a dû être fait. Comme on l'a vu dans le chapitre précédent, les conditions aux limites sur un domaine trop petit peuvent perturber les résultats. En revanche, un domaine trop grand est souvent assez fastidieux à utiliser car les temps de calculs sont plus longs, et l'on perd en précision si l'on veut garder un nombre de mailles raisonnables dans la zone d'intérêt.

De plus, il a fallu également prendre en compte la taille du domaine par rapport au bassin versant que l'on étudie. Dans ce cas d'étude, la précision voulue à l'échelle du modèle était de l'ordre du centimètre au sein de la rivière et au niveau des berges proches, et de l'ordre du mètre à la dizaine de mètres loin de la rivière. Le bassin versant de l'Essonne est bien trop grand pour être représenté dans sa totalité à l'échelle voulue et les processus au niveau de la zone hyporhéique se produisent à une échelle spatiale beaucoup plus réduite.

Comme cela a été mentionné dans un chapitre précédent (chap. 4), la topographie du site se compose de deux bras de rivière séparés par une île d'une cinquantaine de mètres de long. Pour simplifier le domaine, nous avons choisi de travailler uniquement sur le bras droit de la rivière, ainsi que sur la berge rive droite. En effet, prendre en compte les écoulements au sein de l'île et sur les deux bras ne conduirait qu'à un modèle plus complexe et plus difficile à analyser, sans pour autant répondre aux problématiques soulevées. La taille du domaine a donc été choisie afin d'avoir à la fois une résolution verticale suffisante et une extension spatiale permettant de s'affranchir des conditions aux limites.

Seule la moitié de la rivière et une berge sont modélisées afin de gagner en temps de calcul, en supposant que les processus se produisent de façon symétrique sur les deux berges. Ceci n'est peut-être pas le cas car la berge rive gauche de la rivière est ici une petite île d'une dizaine de mètres de large.

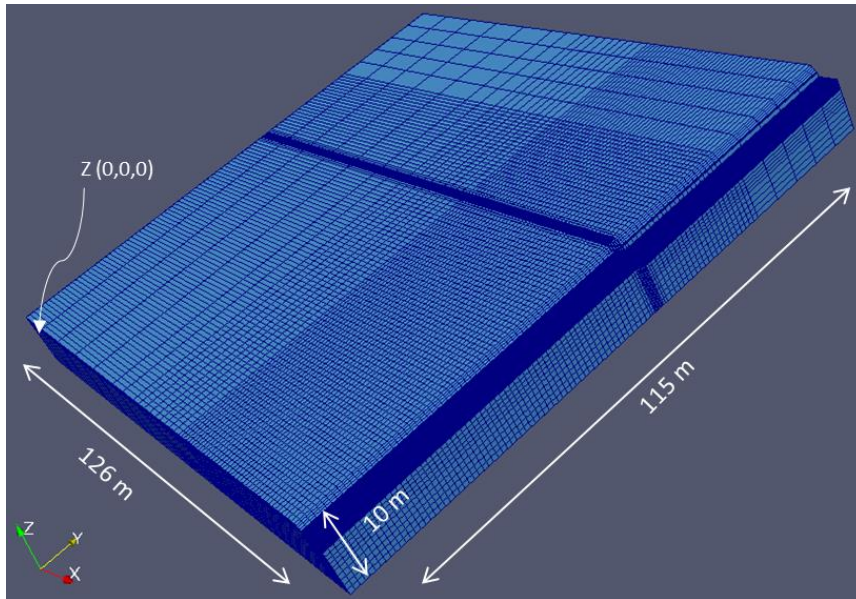


Figure 8-1 : Géométrie et maillage 3D du domaine de l'île Ambart.

Autre précision importante à apporter, comme cela a été défini dans le chapitre précédent, le domaine a dû être agrandi vers l'aval de la rivière sur une distance totale de 1 km afin de repousser la condition aux limites. Par la suite, sauf indication contraire, tous les calculs sont effectués avec un domaine d'1 km de long selon l'axe de la rivière. Par contre, les résultats des simulations ne seront présentés que sur la partie du domaine qui nous intéresse, à savoir une zone de 115 m de long selon l'axe de la rivière (axe Y sur la Figure 8-1) et 126 m selon l'axe perpendiculaire (axe X sur la Figure 8-1).

II.2-BUTTE

Lors des expériences de terrain, la présence d'une butte topographique au fond du lit de la rivière a été constatée au niveau de la zone d'étude. Grâce à des mesures, la taille de cette butte aussi large que le bras droit de l'Essonne, a pu être estimée comme faisant environ 70 cm de haut. Il a été discuté dans le chapitre 1 de la possibilité d'avoir des flux en zone hyporhéique produits par la géomorphologie du cours d'eau et cette butte a donc dû être modélisée. Comme on peut le voir sur la Figure 8-2, la pente en amont de la butte a dû être adaptée sous la forme d'une rampe de 2 m de long afin d'augmenter progressivement la topographie de la rivière depuis l'amont vers l'aval. Au niveau des berges, il a été particulièrement ardu de raccorder les mailles sans trop les déformer. Une seule rangée de mailles a ainsi été utilisée pour "combler" la topographie entre la berge et le chenal au niveau de la butte. La taille de ces mailles a été réduite à 5 mm afin de limiter au maximum l'étendue de la zone où les mailles sont le plus déformées. Seule la partie aval de cette butte a été modélisée, car la partie amont n'a pas été investiguée sur le terrain.

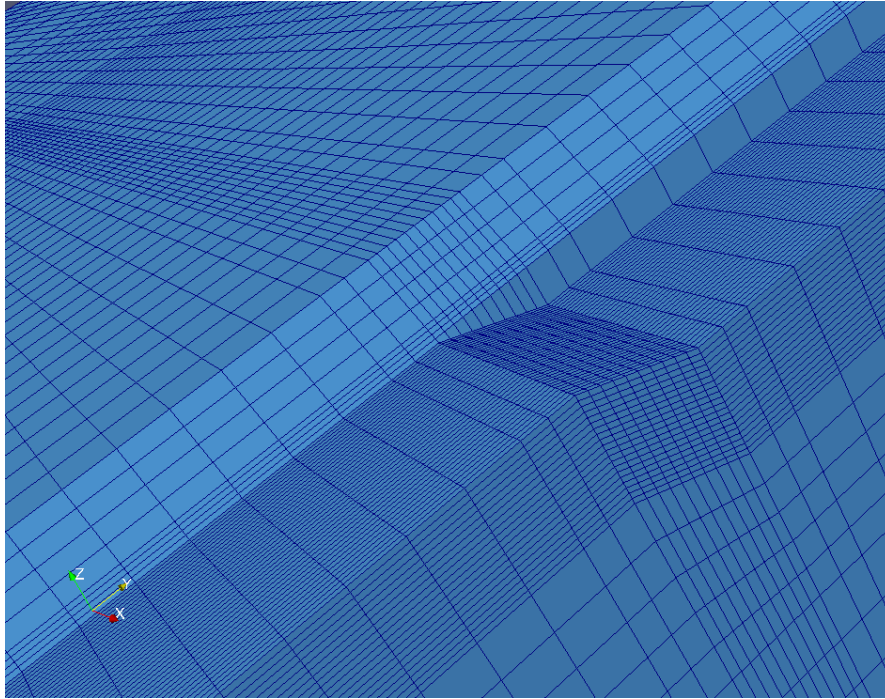


Figure 8-2 : Vue en détail de la géométrie et du maillage 3D de la butte dans la rivière.

II.3-COUCHES

Selon la verticale, le modèle a été divisé en trois couches (Figure 8-3). L'épaisseur totale est de 10 m, car elle représente l'épaisseur moyenne des couches potentiellement aquifères sur le terrain avant d'atteindre la couche d'argiles vertes de Romainville, considérée comme le substratum de l'aquifère. Les deux couches les plus profondes (couches 2 et 3 sur la Figure 8-3) sont maillées grossièrement avec cinq subdivisions chacune, tandis que la couche située la plus en surface comporte vingt subdivisions sur une épaisseur totale de 2 m, soit un nœud tous les 10 cm (couche 1 sur la Figure 8-3). Cette résolution est similaire à celle utilisée pour les mesures géochimiques faites sur le terrain, ce qui permettra de comparer directement les résultats de la simulation avec les points de mesure. Il est important de noter que le calcul HGS se fait au niveau des nœuds, et que par la suite les valeurs aux nœuds de la couche supérieure seront extraites en se plaçant sur des lignes verticales sélectionnées par avance afin de comparer avec la mesure une valeur issue directement du modèle et non une interpolation effectuée entre deux nœuds ou au centre des mailles comme cela est fait par Paraview.

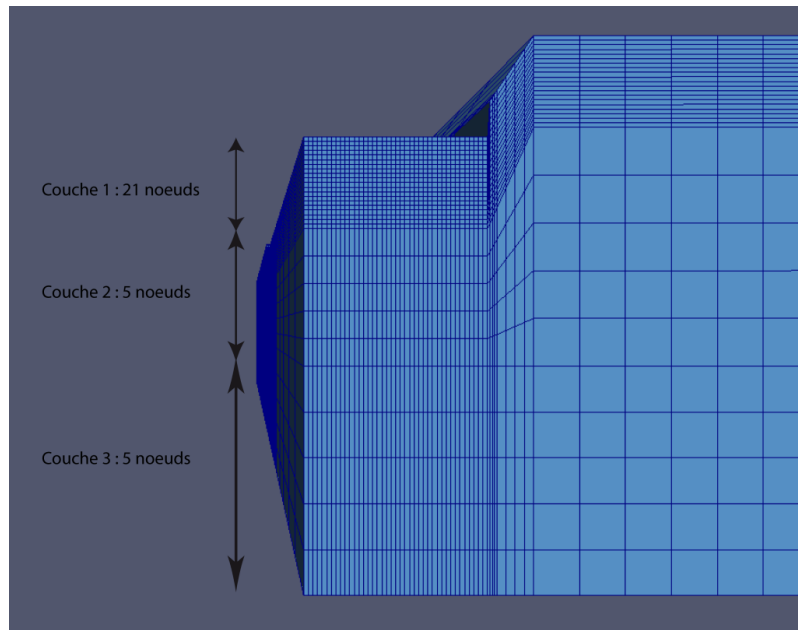


Figure 8-3 : Vue depuis l'amont du maillage avec la définition des trois couches.

II.4-TAILLE DU DOMAINE DE CALCUL ET DES MAILLES

Comme nous avons pu le voir précédemment avec le modèle 2D inspiré de l'article de Fox *et al.* (2014), le fait d'imposer une condition aux limites de type "critical depth" en aval requiert de prévoir un domaine suffisamment grand pour que cette condition ne perturbe pas les hauteurs d'eau imposées dans la rivière par la condition aux limites en aval. Les précédentes démonstrations ont fait état d'une condition aux limites aval qui pouvait influencer la profondeur de l'eau dans le chenal sur plusieurs centaines de mètres en amont. Il est donc clair que la condition aux limites doit être testée sur notre modèle afin de voir si elle provoque des changements importants dans la répartition des charges sur l'ensemble du domaine.

La taille des mailles du domaine évolue selon la distance à la zone d'intérêt. Le tableau ci-dessous résume la taille des mailles selon leur emplacement dans le domaine (Tableau 8-1).

	Taille des mailles selon X	Taille des mailles selon Y
Rivière	10 cm	10 cm – 1 m
Berge	5 mm – 50 cm	10 cm – 1 m
Reste du domaine	1 m – 5 m	1 m – 10 m

Tableau 8-1 : Ordre de grandeur des tailles de mailles utilisées dans le modèle.

La zone la plus finement maillée se situe au niveau de la rivière en amont de la dune (Figure 8-1).

II.5-PENTE DU DOMAINE ET DE LA RIVIÈRE

La pente générale du domaine a été choisie égale à 10^{-4} , qui est une valeur proche de la pente estimée à partir de données de terrain. Dans le chapitre 3, des données de terrain ont également montré que, à l'échelle du bassin, la pente de la rivière Essonne était inférieure à 1‰. Ainsi, une pente de 10^{-4} a été choisie dans un premier temps afin de se rapprocher des conditions du terrain. Cette pente est donnée à titre indicatif et ne représente que l'évolution régionale de la pente de l'Essonne. Mais il peut y avoir des variations locales, en particulier dans les zones où la topographie du lit de la rivière est sous l'influence des barrages. C'est pourquoi seul l'ordre de grandeur a été retenu.

II.6-PIÉZOMÈTRES D'OBSERVATION

Quatre piézomètres de contrôle sont installés au sein du domaine pour observer la charge mesurée en fonction de la profondeur (Figure 8-4). Deux d'entre eux sont positionnés dans la rivière, respectivement au centre et à 1 m du bord, à des endroits similaires à ceux installés sur le terrain. Les deux autres sont sur la berge, à respectivement 2 m et 30 m du bord de la rivière. Ils seront utilisés par la suite pour extraire les résultats des simulations.

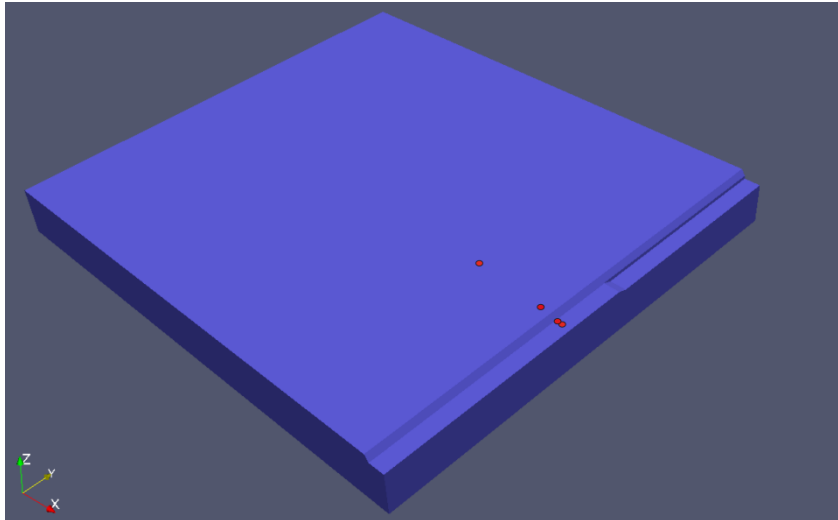


Figure 8-4 : Position des différents piézomètres d'observation au sein du domaine.

III-CHOIX DES CONDITIONS AUX LIMITES POUR L'ÉCOULEMENT

Pour définir quelles conditions aux limites donnent les résultats les plus proches de ce que l'on espère obtenir, nous allons en tester plusieurs.

III.1-CHOIX DE LA CONDITION AUX LIMITES EN AMONT

III.1.1-CHARGE IMPOSÉE

Pour avoir une épaisseur d'eau de 40 cm au-dessus de la butte, on peut faire le choix d'imposer une charge h_{amont} sur le segment amont de la rivière :

$$h_{amont} = h_{butte} + h_{eau} + S_y \times y_{amont} \quad (8.1)$$

avec h_{butte} , la hauteur de la butte, h_{eau} , la hauteur d'eau sur la butte, S_y , la pente de la rivière selon y et y_{amont} , la coordonnée en y du segment amont de la rivière.

$$A.N. : \text{avec} : \begin{aligned} h_{butte} &= 0,7 \text{ m} \\ h_{eau} &= 0,4 \text{ m} \\ S_y &= 10^{-4} \\ y_{amont} &= 126 \text{ m} \end{aligned}$$

on obtient : $h_{amont} = 1,1115 \text{ m}$.

Puis on calcule les flux sur une période de 100 ans pour atteindre le régime permanent. Le temps de calcul est d'environ 3 heures. La Figure 8-5 présente les résultats. La répartition générale des charges indique bien un

écoulement allant de la nappe vers la rivière, qui s'écoule depuis l'amont vers l'aval du domaine. Les charges sont bien en accord avec les données d'entrée du modèle et sont stabilisées en régime permanent.

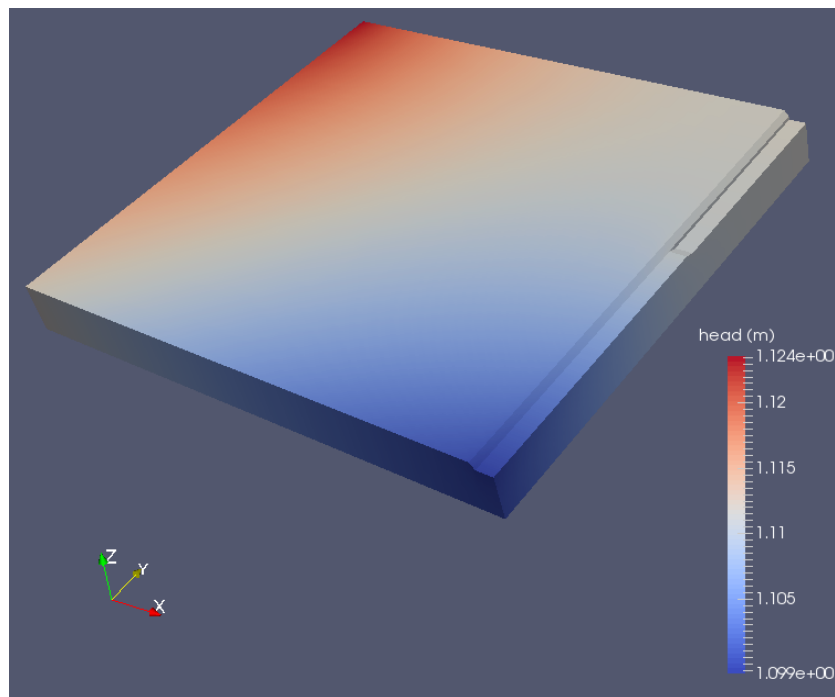


Figure 8-5 : Carte des charges hydrauliques au sein du domaine avec une condition aux limites amont de charge imposée.

De même, le profil de la hauteur d'eau dans la rivière d'amont en aval permet de mettre en évidence l'effet de la condition aux limites en aval. Ainsi, alors que la hauteur en amont de la butte est d'environ 1,1 m, on passe à une hauteur de 40 cm sur la butte, ce qui correspond bien à ce que l'on recherche (Figure 8-6). Par contre, on retrouve le comportement déjà observé en 2D (cf. chap. 7-C) : la condition aux limites en aval provoque un effondrement de la hauteur d'eau qui se répercute en amont le long du cours d'eau. Ainsi, on voit une diminution rapide de la hauteur d'eau, de 40 cm à moins de 15 cm. Il est donc nécessaire d'agrandir le domaine vers l'aval pour éloigner la condition aux limites de la zone d'étude.

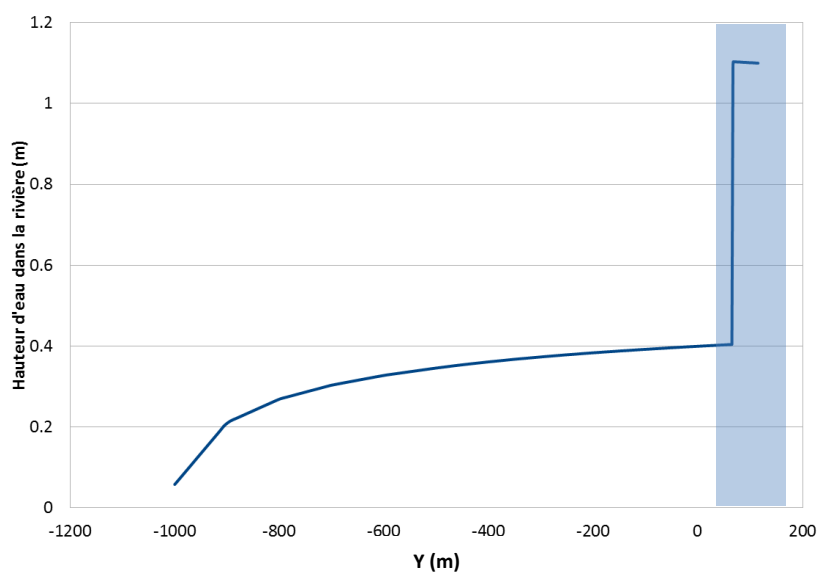


Figure 8-6 : Hauteur d'eau mesurée dans la rivière avec un domaine de 1 km de long et une condition aux limites de charge imposée sur le segment amont. La zone d'intérêt est indiquée en bleu et correspond à $0 \leq y \leq 115\text{m}$.

En ce qui concerne le flux obtenu en sortie sur le segment aval de la rivière, le débit sur le tronçon modélisé est de 0,3783 m³/s au lieu de la valeur de 0,1 m³/s prévue (cf chap. 6.III.4), ce qui reste acceptable car du même ordre de grandeur que la valeur estimée sur le terrain.

III.1.2-FLUX NODAL

Plutôt qu'imposer la charge, on peut choisir d'imposer le flux nodal, q_n , en amont de la rivière :

$$q_n = \frac{Q/2}{N_x}, \quad (8.2)$$

avec Q, le débit moyen de l'Essonne sur le domaine modélisé et N_x , le nombre de nœuds le long du segment amont de la rivière.

A. N. : avec $Q = 0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ et $N_x = 41$, on obtient :

$$q_n = 2,439 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}/\text{nœud}$$

L'écoulement se fait bien de la nappe vers la rivière avec un gradient à la fois pour la nappe et la rivière d'amont en aval (Figure 8-7). En revanche, la charge en amont est légèrement supérieure à la charge que l'on souhaiterait avoir théoriquement (1,183 m au lieu de 1,115 m).

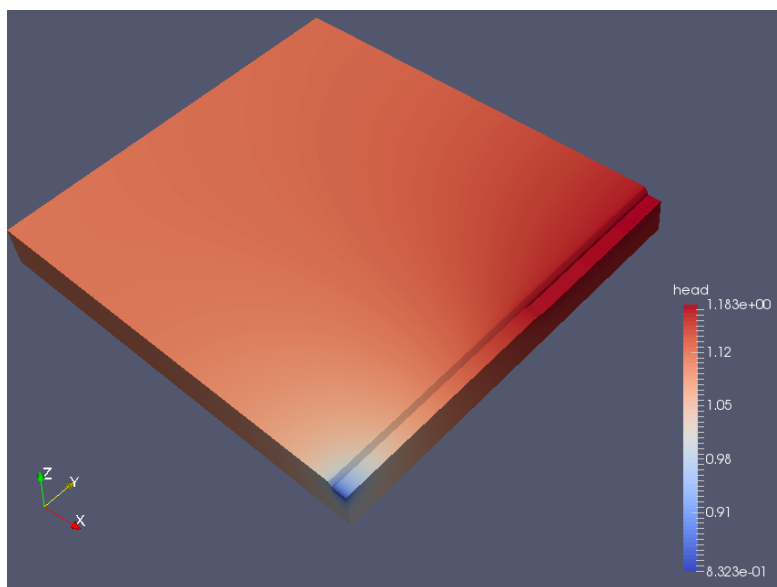


Figure 8-7 : Carte des charges hydrauliques au sein du domaine avec une condition aux limites de flux nodal imposé sur le segment amont.

La Figure 8-8 montre que la hauteur d'eau au-dessus de la butte est du même ordre de grandeur que celle attendue. Comme précédemment, la critical depth tend à faire diminuer de façon importante la charge en aval, et ici aussi le domaine doit donc être agrandi afin de s'affranchir de ce problème.

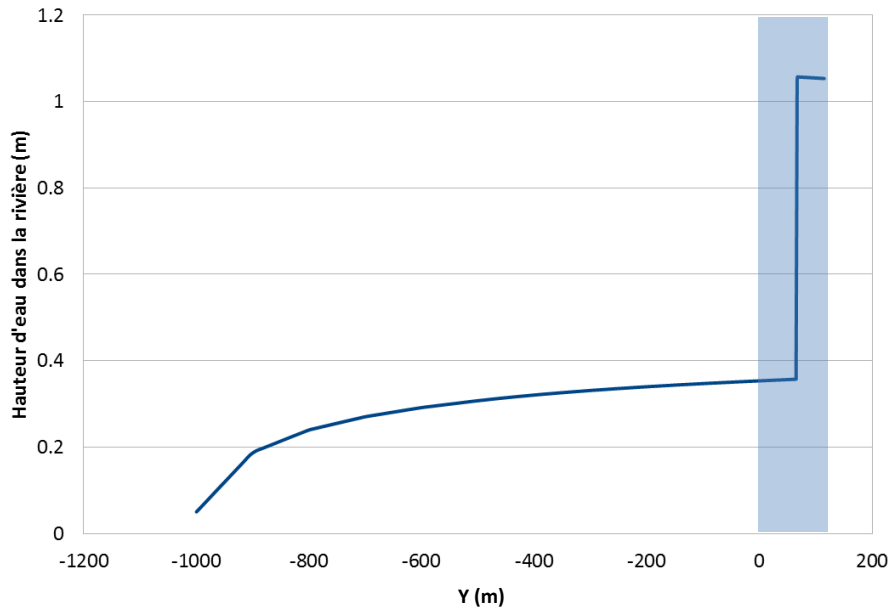


Figure 8-8 : Hauteur d'eau mesurée dans la rivière sur le domaine de 1 km de long et une condition aux limites de flux nodal imposé sur le segment amont. La zone d'intérêt est indiquée en bleu et correspond à $0 \leq y \leq 115\text{m}$.

Le flux obtenu en aval est égal à celui souhaité, soit $0,1\text{m}^3/\text{s}$.

III.2-CHOIX DE LA CONDITION AUX LIMITES EN AVAL

III.2.1-ZERO DEPTH GRADIENT

Différents types de conditions aux limites peuvent être envisagés pour la limite aval de la rivière. Par exemple, une condition aux limites de type "zero depth gradient" oblige la pente de la lame d'eau à être égale à la pente du lit de la rivière, d'où une relation entre le débit et la hauteur d'eau en aval :

$$Q_0 = \frac{1}{n} d_0^{5/3} \sqrt{S}, \quad (8.3)$$

Cette condition aux limites n'a pas pu être appliquée lors de la modélisation du transport de traceur. Elle n'a donc pas été retenue.

III.2.2-CRITICAL DEPTH

La condition aux limites de type "critical depth", quant à elle, impose la valeur de la hauteur d'eau d_0 . Le débit par unité de largeur de rivière Q_0 vérifie alors :

$$Q_0 = \sqrt{g d_0^3}, \quad (8.4)$$

Ici nous pouvons déduire la hauteur d'eau de cette critical depth à partir du débit Q_0 que nous avons précédemment calé avec le coefficient de Manning et qui correspond donc à la hauteur attendue en théorie sur le modèle.

$$\text{A.N. : avec } Q_0 = 0,025 \text{ m}^3/\text{s} \text{ on obtient : } d_0 \approx 4 \text{ cm}$$

La hauteur d'eau obtenue par la simulation en aval de la rivière est de 6 cm soit assez proche de la valeur théorique. La lame d'eau au-dessus de cette hauteur sera donc évacuée du modèle, établissant donc un

écoulement au sein du chenal. Cette condition aux limites semble donc être la meilleure option du logiciel HydroGeoSphere pour simuler un écoulement dans une rivière, à condition d'agrandir suffisamment le domaine pour s'affranchir de la baisse de la hauteur d'eau en aval.

On peut noter qu'HydroGeoSphere contient également un mode de nœuds de rivières, mais qui n'est pas encore totalement développé et qui semble être construit sur le même principe que la critical depth, à savoir permettre un écoulement de l'eau hors du domaine si la charge dépasse une certaine valeur donnée par l'utilisateur. De plus, elle requiert de définir une valeur de conductance pour la rivière, qui peut varier grandement d'une maille à l'autre et est difficile à estimer.

L'approche que nous avons utilisée ici rend en fait le problème plus simple car on applique une charge uniquement sur les nœuds situés sur le segment amont de la rivière. De plus, elle permet d'évacuer l'eau du chenal et donc du modèle en aval grâce à la critical depth. Mais entre les deux bornes du domaine, le modèle est laissé libre de calculer la lame d'eau s'écoulant et le débit correspondant en résolvant les équations d'écoulement de surface. Des configurations assez similaires pour différents types de problèmes ont déjà été étudiées avec succès dans la littérature : Brookfield *et al.* (2009), Xie *et al.* (2016).

III.3-RÉCAPITULATIF DES CONDITIONS AUX LIMITES

L'ensemble des conditions aux limites appliquées sur les frontières du domaine est représenté sur la Figure 8-9 :

- i. Une condition aux limites de flux nul sur les faces amont, aval et inférieures ;
- ii. Une charge imposée sur la face latérale, en $x = 0$ m pour modéliser l'alimentation de l'Essonne par la nappe ;
- iii. Une condition aux limites de type "critical depth" en aval de la rivière ;
- iv. Une charge imposée en amont de la rivière.

La condition aux limites de charge imposée a finalement été retenue pour le segment amont car c'est celle qui offre la plus grande flexibilité si l'on souhaite changer la hauteur d'eau de la rivière, comme ce sera le cas pour la simulation de l'expérience du barrage.

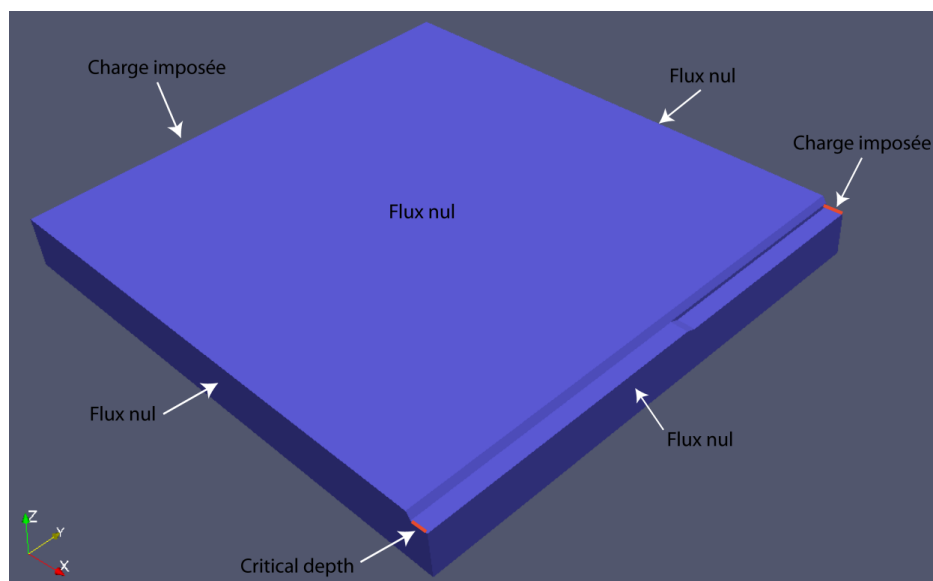


Figure 8-9 : Vue globale du domaine modélisé et des conditions aux limites. Ici, l'échelle selon Y n'est pas respectée (longueur totale de 1115 m) pour permettre de visualiser l'ensemble du domaine.

IV-CHOIX DES CONDITIONS AUX LIMITES POUR LE TRANSPORT

Le traceur est apporté au système sous la forme d'une concentration en Chlorure imposée sur le même segment amont de la rivière que celui où est imposée la charge. Ainsi, on simule un apport constant d'eau dont la concentration en chlorure est celle mesurée dans l'Essonne, soit environ 30 mg/l. Sur la face gauche du domaine ainsi que sur sa face inférieure, une concentration similaire à celle de la nappe, d'une valeur de 18 mg/l, est appliquée. Sur toutes les autres mailles du domaine, une concentration initiale de 18 mg/l est appliquée, afin de respecter le gradient de concentration observé entre la nappe et la rivière.

V-PARAMÈTRES

V.1-CALCUL DU COEFFICIENT DE MANNING POUR LE TRONÇON DE RIVIÈRE ÉTUDIÉ

Afin de pouvoir caler non seulement la hauteur d'eau au-dessus de la dune mais aussi le débit, il est nécessaire de calculer le coefficient de Manning permettant de relier la hauteur d'eau au débit et à la pente du domaine à partir des données de terrain. On rappelle que le coefficient de Manning rend compte de la "rugosité" du lit de la rivière et ce paramètre aura donc une influence directe sur la vitesse d'écoulement et la profondeur de la lame d'eau. L'écoulement de surface résout l'équation suivante :

$$Q_0 = \frac{1}{n} h_0^{5/3} \sqrt{S}, (8.5)$$

avec Q_0 , le débit par unité de largeur de rivière, h_0 , la hauteur d'eau, S , la pente du lit et n , le coefficient de Manning. Les mesures de terrain et estimations faites d'après les données recueillies ont permis de définir les valeurs suivantes pour les différents paramètres :

$$Q_0 = 0.025 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$h_0 = 0,4 \text{ m}$$

$$S = 10^{-4}$$

On en déduit alors :

$$n = 0,087$$

Ce coefficient permet d'avoir à la fois la bonne hauteur d'eau et le bon débit au-dessus de la butte. Il sera donc appliqué pour l'ensemble des simulations.

V.2-CHOIX DES VALEURS DES AUTRES PARAMÈTRES

V.2.1-CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU POREUX

Les paramètres par défaut sont donnés dans le Tableau 8-2 :

	<i>Valeur</i>
Porosité ω	0,25
Perméabilité K (m/s)	10^{-5}
Coefficient d'emmagasinement S_e	10^{-4}

Tableau 8-2 : Paramètres par défaut utilisés pour le milieu poreux.

La perméabilité a été estimée à partir de chocs hydrauliques (slug tests) effectués sur le terrain ; les autres paramètres ont été estimés. Aucune recharge n'est appliquée sur le modèle.

V.2.2-PARAMÈTRES DE TRANSPORT

Le modèle de base qui a été utilisé pour le transport est le même que celui utilisé pour la partie hydrogéologique. Il est calculé sur 100 ans afin d'avoir la mise en place d'un gradient de concentration entre la nappe et la rivière qui soit similaire à celui observé sur le terrain. Pour faciliter la résolution numérique, la condition initiale en charge pour le calcul du transport de traceur correspond au régime permanent du calcul hydrogéologique.

Les paramètres de transport par défaut sont donnés dans le Tableau 8-3 :

	Valeur
Coefficient de diffusion D_{diff} (m^2/s)	2×10^{-9}
Coefficient de dispersion longitudinale α_L (m)	0,1
Coefficient de dispersion transversale/verticale α_T (m)	0,01

Tableau 8-3 : Paramètres par défaut utilisés pour le transport.

B-RÉSULTATS DU MODÈLE DE BASE

I-HYDROGÉOLOGIE

Dans un premier temps, nous nous intéresserons aux résultats obtenus par le modèle de base, pris comme modèle de référence. La hauteur d'eau évolue depuis l'amont vers l'aval en suivant la condition aux limites que l'on impose en amont (Figure 8-10). Celle-ci a été calculée afin qu'une fois au-dessus de la butte, la hauteur d'eau soit similaire à ce que l'on observe sur le terrain, soit 40 cm (Figure 8-11). On retrouve bien cette valeur au niveau du tronçon amont de la rivière. Nous ne nous intéressons pas à la partie aval du domaine où la hauteur d'eau dans la rivière chute à moins de 10 cm à cause de la condition aux limites de type "critical depth".

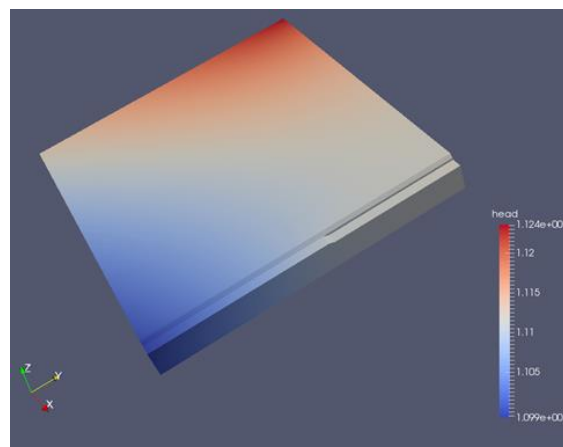


Figure 8-10 : Carte de répartition de la charge obtenue avec le modèle de base en régime permanent.

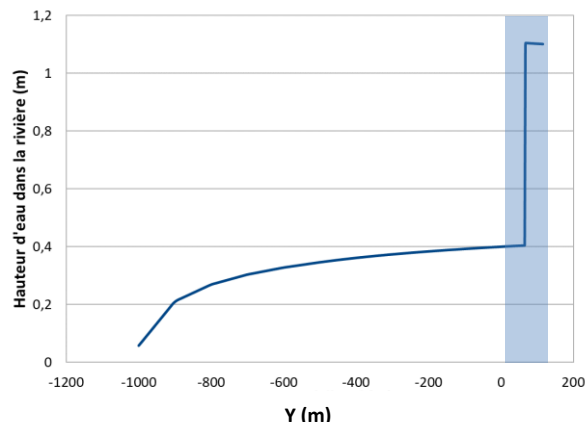


Figure 8-11 : Évolution de la hauteur d'eau simulée dans la rivière d'amont en aval avec le modèle de base en régime permanent.

Comme nous avons pu le voir précédemment, la hauteur d'eau et le débit sont bien calés sur les estimations faites sur le terrain, et on observe une alimentation de la nappe par la rivière d'amont en aval. En revanche, le gradient de charge sous la rivière est inexistant sur les deux premiers mètres de profondeur.

II-TRANSPORT

La Figure 8-12 présente une carte de concentration en traceur dans le domaine 3D. Comme on peut le voir, la présence de la butte a un effet certain sur la répartition de la concentration dans le milieu poreux. En effet, le traceur semble d'infiltrer en amont de la butte puis être amené progressivement en surface, probablement sous l'effet de l'alimentation des eaux souterraines.

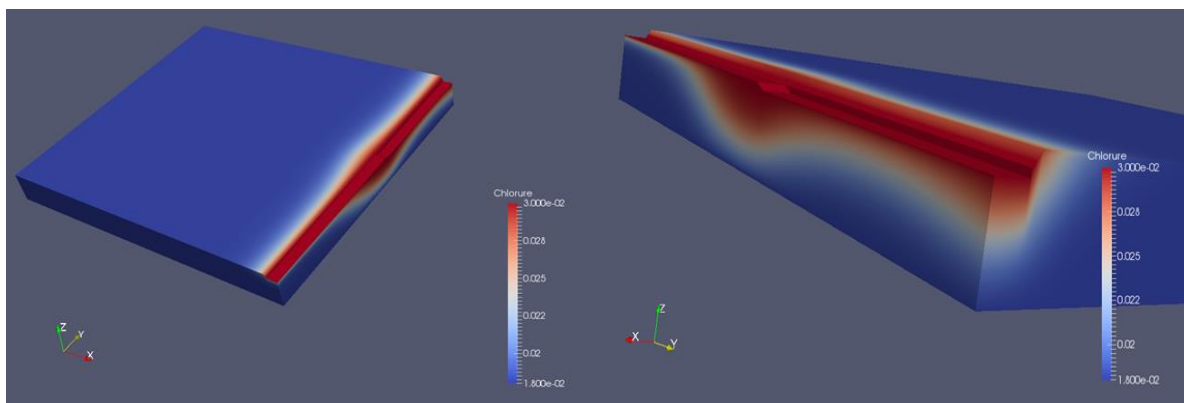


Figure 8-12 : Aperçu de la répartition du traceur au sein du domaine sur le modèle de base.

La Figure 8-13 propose une visualisation des vecteurs vitesse de l'écoulement, selon une coupe 2D réalisée au milieu du chenal au niveau de la butte. On peut voir qu'en effet les vitesses d'écoulement maximales depuis la surface vers le milieu poreux se situent au niveau de la pente de la butte, permettant à de l'eau de surface plus concentrée en traceur de pénétrer dans le milieu poreux. Un écoulement souterrain se met en place sous la butte parallèlement à l'écoulement de surface. Dans la partie aval de la zone d'étude, la remontée d'eau se fait depuis le milieu poreux vers la surface, probablement à cause de l'influence de la charge de la nappe.

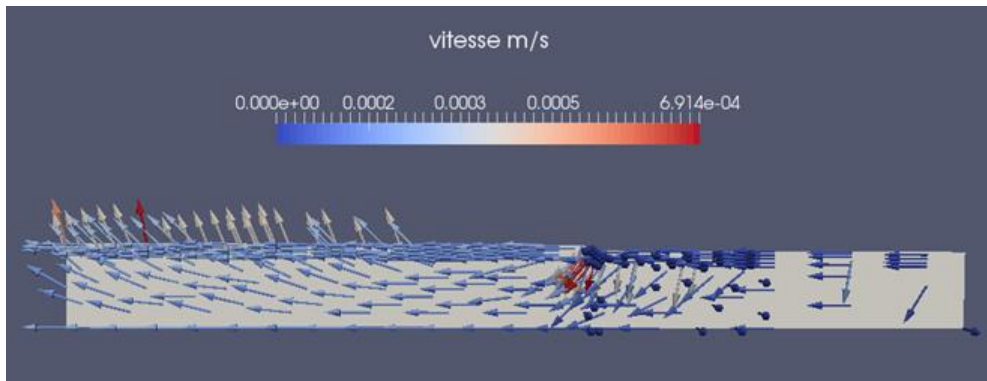


Figure 8-13 : Vecteurs vitesse de l'écoulement selon une coupe 2D réalisée au milieu du chenal au niveau de la butte.

On a donc une forte influence de la butte sur l'écoulement de proche surface à cet endroit, et l'on peut alors comparer l'allure du gradient de concentration entre le modèle et les données de terrain en réalisant des profils verticaux de concentration (Figure 8-14). On peut voir que le gradient issu du modèle n'est pas du tout identique à celui mesuré sur le terrain. On observe un gradient assez marqué avec une zone de mélange de l'ordre de 30 centimètres pour les données de terrain. En revanche, le modèle présente un gradient beaucoup plus faible et une pénétration du traceur sur plus de 2 m de profondeur.

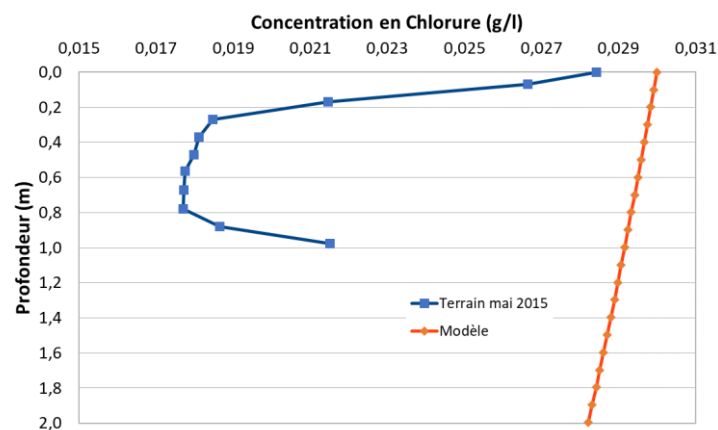


Figure 8-14 : Comparaison entre les données mesurées sur le terrain et les données issues du modèle en régime permanent. Les données du modèle présentées en rouge sont issues du piézomètre d'observation situé à 1 m de la berge.

Il semble donc que la dispersion au sein du modèle soit beaucoup trop forte et provoque une répartition du traceur dans le milieu poreux sur une zone beaucoup plus étendue que sur le terrain. Il faut donc ajuster les paramètres du transport afin de parvenir à caler l'allure du profil de concentration calculé sur celui mesuré sur le terrain.

C-ANALYSE DE SENSIBILITÉ

I-VALIDATION DU MODÈLE

I.1-CALAGE

La validation du modèle se fait généralement en 2 étapes : une étape de calage des paramètres, suivie par une étape de validation. Pour cela, il est nécessaire d'avoir des jeux de données sur une période suffisamment longue. Or dans notre cas, aucun piézomètre permanent n'a pu être implanté sur le terrain. C'est pourquoi aucun suivi longue durée n'a pu être effectué en dehors des périodes où des expériences ont été menées. Ici il

ne sera donc pas possible de réaliser une calibration numérique à l'aide des critères habituels. L'approche proposée ici est d'avancer par itérations, en se servant des résultats des différentes expériences menées sur le terrain pour identifier et caractériser les processus physiques responsables de la dynamique des écoulements et du transport d'un traceur comme le chlorure.

1.2-TAILLE DES MAILLES

Dans un premier temps, il faut s'assurer que les résultats des simulations sont indépendants de la discrétisation spatiale du domaine. En raison de la taille initiale du domaine et du temps de calcul nécessaire pour atteindre un régime permanent, le test sera effectué en augmentant la taille des mailles. Deux nouveaux maillages ont été créés à partir du maillage initial et en multipliant la taille des mailles par deux, d'abord selon X et Y seulement, puis dans les trois directions de l'espace (X, Y et Z).

Les données issues des différents piézomètres d'observation ont été extraites et peuvent être comparées afin de voir les éventuelles variations de charges en fonction du maillage (Figure 8-15). Pour les quatre piézomètres implantés dans le modèle, les résultats obtenus sont similaires. Les piézomètres de berge indiquent une charge qui diminue très légèrement avec la profondeur. Les trois simulations montrent des valeurs de charges qui ne varient que de 2 à 3 mm d'un maillage à l'autre. Pour les piézomètres implantés sous la rivière, la charge augmente avec la profondeur. Ici aussi la variation maximale enregistrée ne dépasse pas 2 mm.

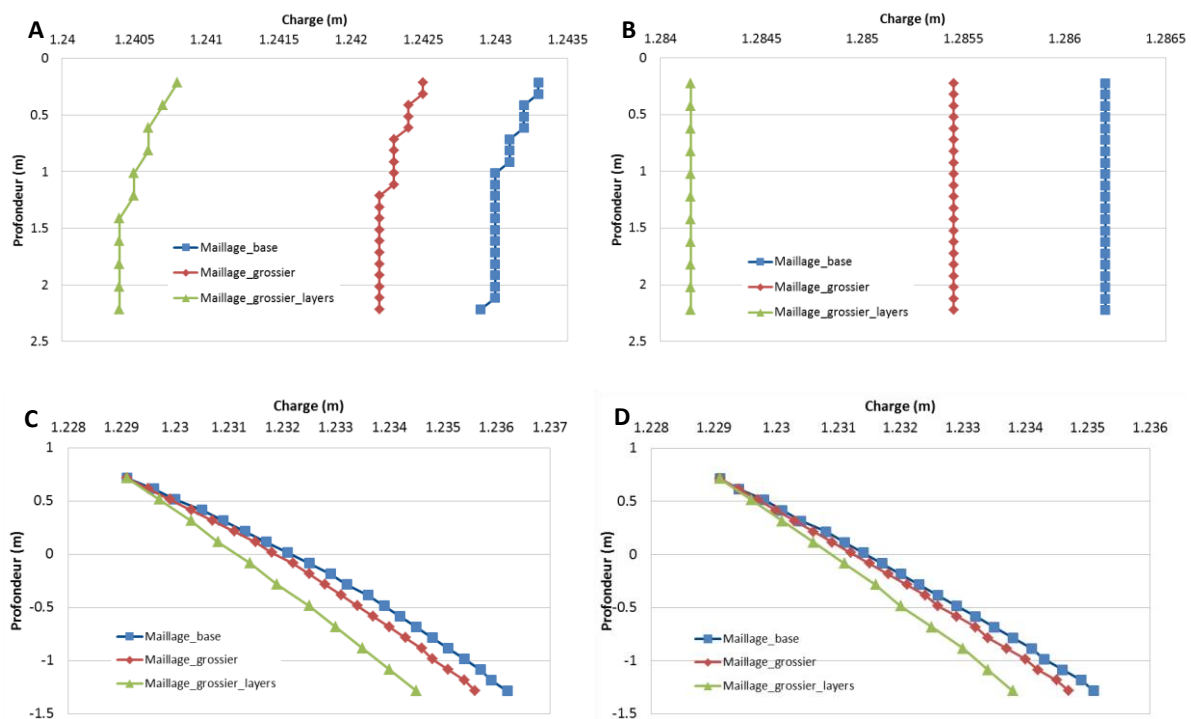


Figure 8-15 : Évolution des charges en fonction de la profondeur dans les piézomètres de berge situés à 1 m et 30 m (A et B) et ceux situés à 1 et 2 m dans la rivière (C et D). Les courbes bleues, rouges et vertes représentent les résultats obtenus respectivement avec le maillage initial, un maillage 2 fois plus grossier en X et en Y, et un maillage 2 fois plus grossier en X, en Y et en Z.

Avec les deux maillages grossiers, les résultats obtenus sur les charges sont très similaires, et l'on peut donc considérer que les résultats obtenus sont indépendants de la taille des mailles. Ainsi, on peut conserver le maillage initial, qui combine une bonne précision et une parcimonie en temps de calcul. De plus, la répartition des mailles dans la couche supérieure du modèle a été faite de façon à ce que la résolution verticale dans le modèle (10 cm) soit la même que celle des données de terrain. Enfin, en cas de changement des paramètres de transport, un maillage plus fin sera peut-être nécessaire pour voir les éventuels changements produits sur le gradient de concentration entre la rivière et la nappe.

II-AJUSTEMENT DU COEFFICIENT DE MANNING

Un second paramètre peut être utilisé pour caler le débit et la hauteur d'eau au-dessus de la butte. Outre la condition aux limites, le coefficient de Manning joue un rôle crucial sur la vitesse de l'écoulement de surface, et donc sur le débit et la hauteur d'eau. Il correspond à la rugosité du lit, qui permet d'augmenter ou de ralentir la lame d'eau dans le chenal. Le coefficient de Manning a été estimé initialement à 0,086 à partir des hauteurs d'eau et débit souhaités. D'autres valeurs légèrement inférieures ou supérieures vont être testées afin de trouver un bon compromis entre hauteur d'eau et débit au niveau de la butte. Les résultats seront présentés pour deux valeurs du coefficient de Manning.

II.1-COEFFICIENT DE MANNING À 0,09

Dans un premier temps, une valeur plus élevée pour le coefficient de Manning a été testée. Pour une valeur de coefficient de Manning de 0,09 et une condition de charge imposée en amont, le résultat en termes de charge et de hauteur d'eau est le même que celui obtenu avec le coefficient initial (Figure 8-16). En revanche, pour les flux, la valeur du débit mesurée sur le segment aval est de 0,37 m³/s, qui est une valeur un peu élevée par rapport à la valeur souhaitée (0,1 m³/s). Le coefficient de Manning a un impact sur l'écoulement de surface et donc directement sur la hauteur de la lame d'eau qui s'écoule sur le domaine de surface. Mais cette lame d'eau circule sur un milieu saturé, et donc le coefficient de Manning provoque également une modification de la charge, en particulier au niveau du chenal, qui se répercute ensuite dans l'ensemble du domaine en régime permanent.

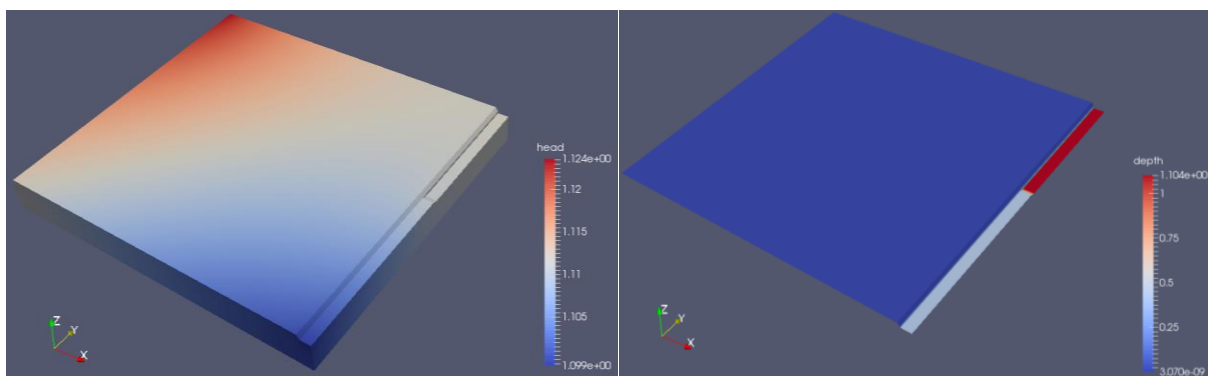


Figure 8-16 : Champs des charges hydrauliques (à gauche) et de la hauteur d'eau (à droite) avec un coefficient de Manning de 0,09.

II.2-COEFFICIENT DE MANNING À 0,08

Tout comme le cas présenté juste avant, un autre test a été effectué sur le modèle, cette fois-ci avec un coefficient de Manning un peu plus faible que celui estimé dans un premier temps (Figure 8-17). Pour une valeur de coefficient de Manning de 0,08 et une charge imposée en condition aux limites amont, nous pouvons voir que les résultats, tant en termes de charge qu'en termes de flux, sont très proches de ce que l'on cherche à obtenir au niveau de la rivière.

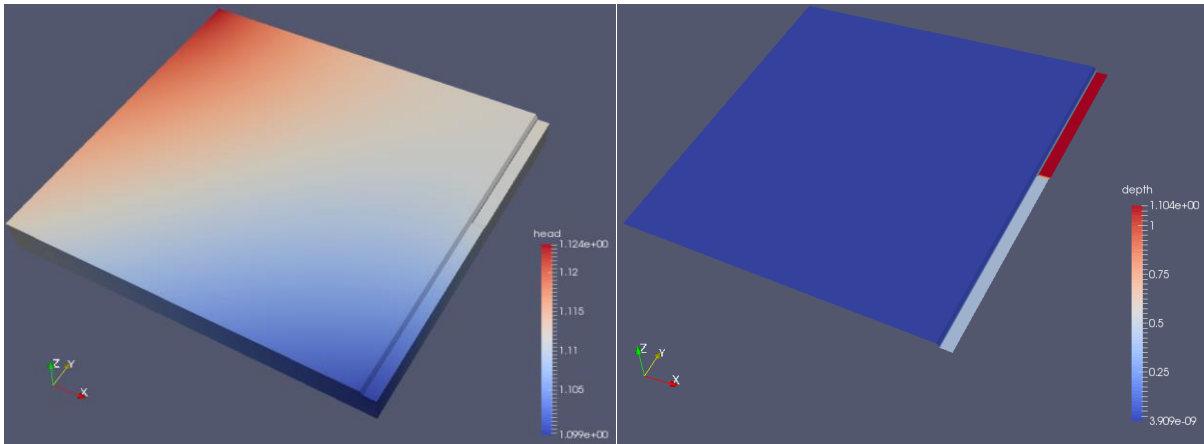


Figure 8-17 : Champs des charges hydrauliques (à gauche) et de la hauteur d'eau (à droite) avec un coefficient de Manning de 0,08.

Le flux obtenu sur le segment aval est de $0,13 \text{ m}^3/\text{s}$ soit une valeur très proche de la valeur théorique de $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ voulue.

II.3-COMPARAISON

Comme le montre la Figure 8-18, les profils de hauteur d'eau le long de la rivière obtenus avec les deux valeurs différentes du coefficient de Manning sont très semblables. Quelle que soit la valeur de n , la hauteur d'eau imposée à $1,1115 \text{ m}$ en amont vaut 40 cm au niveau de la butte. Le choix se portera donc préférentiellement sur une valeur de $0,08$ qui restitue un débit en accord avec celui mesuré sur le terrain.

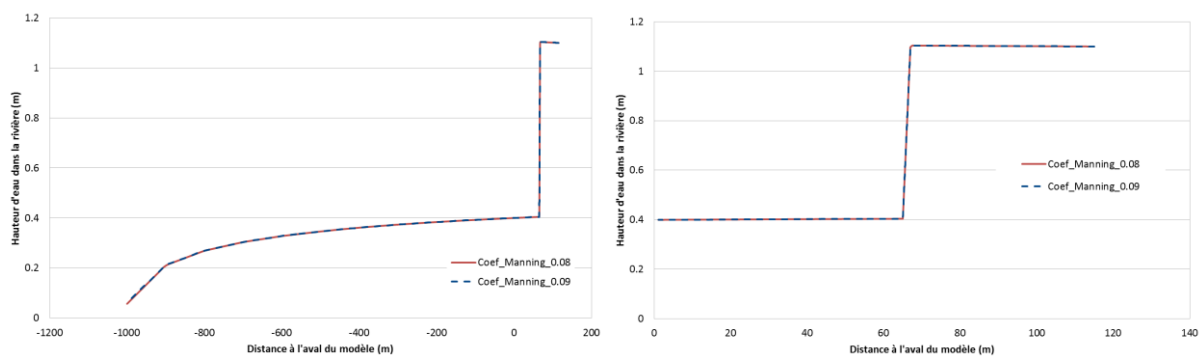


Figure 8-18 : Comparaison des hauteurs d'eau calculées dans la rivière avec les deux coefficients de Manning. À gauche, le domaine total, à droite la zone d'étude.

En conclusion, la meilleure combinaison de paramètres qui sera retenue pour les modélisations futures est la suivante :

- i. On conserve une condition aux limites de type critical depth en aval, tout en agrandissant le domaine afin de repousser son influence en dehors de la zone d'étude. Les temps de calculs sont donc augmentés mais l'on peut ainsi s'affranchir d'une variation non négligeable de la charge et de la hauteur d'eau d'amont en aval dans la rivière.
- ii. On applique sur le segment amont de la rivière sur le domaine de surface une charge imposée correspondant à la hauteur d'eau souhaitée. L'avantage principal de cette condition aux limites est sa facilité à être modifiée si l'on veut étudier une variation du niveau d'eau, comme cela sera le cas pour l'expérience du barrage.

- iii. Le coefficient de Manning a pu être réajusté pour obtenir une meilleure répartition des charges et de la hauteur d'eau, plus proche des valeurs que l'on attend, tout en restant avec un coefficient réaliste pour que le flux soit également cohérent.

C'est donc le modèle rallongé ainsi défini qui sera par la suite utilisé pour modéliser l'expérience du barrage et l'expérience de traçage, et pour comprendre comment agissent les différents paramètres sur les flux au sein du milieu poreux à l'interface entre la surface et la nappe.

III-PERMÉABILITÉ

Des tests ont été effectués avec différentes valeurs pour la perméabilité du milieu poreux : $K= 10^{-5}$, 5×10^{-6} et 10^{-6} m/s. En réduisant la perméabilité du milieu, on s'attend à rendre le domaine plus imperméable et donc à limiter la pénétration du traceur au sein des sédiments de rivière.

Les résultats de répartition des charges sont similaires pour les trois valeurs de perméabilité (Figure 8-19 et Figure 8-20). Les profils verticaux de charge sont parfaitement identiques, qu'il s'agisse de la coupe sous la rivière ou de celle à 30 m sur la berge (Figure 8-20). En régime permanent, le champ de charge hydraulique est indépendant de la valeur de perméabilité en l'absence de recharge. Par conséquent, nous ne montrons ici que le résultat obtenu avec $K=10^{-6}$ m/s.

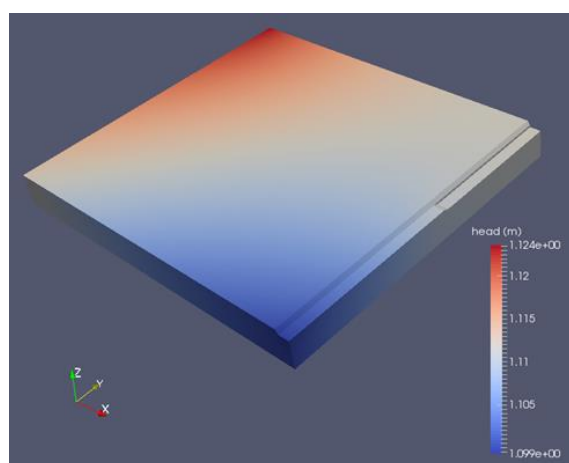


Figure 8-19 : Champ de charge hydraulique obtenue avec une perméabilité de 10^{-6} m/s.

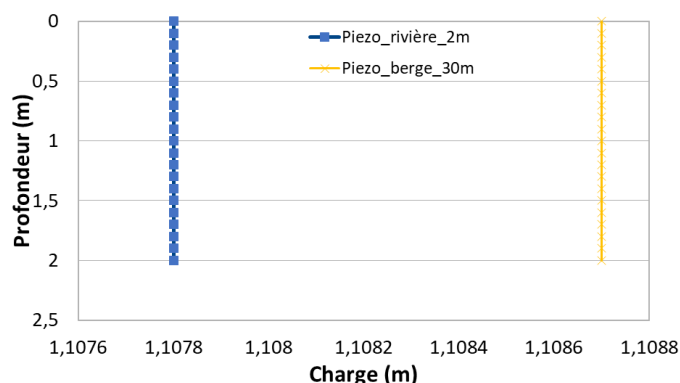


Figure 8-20 : Profil vertical de la charge calculée au niveau de la rivière (Piézo_rivière_2m) et de la berge à 30 m de la rivière (Piézo_berge_30m).

On réalise ensuite une simulation du transport sur 100 ans pour les différentes valeurs de perméabilités étudiées (Figure 8-21). Pour le transport, une perméabilité trop faible, comme $K=10^{-6}$ m/s, ne permet pas de

simuler un transport dans la butte, et le gradient de concentration est limité à l'effet de dispersion/diffusion. En revanche pour les autres valeurs de perméabilité, on observe un effet certain de l'advection, et l'on retrouve à plusieurs mètres de profondeur sous la butte une signature en Chlorure similaire à celle de la rivière. Pour une perméabilité $K=10^{-5}$ m/s, le phénomène d'advection semble moins dominant mais toujours certainement présent.

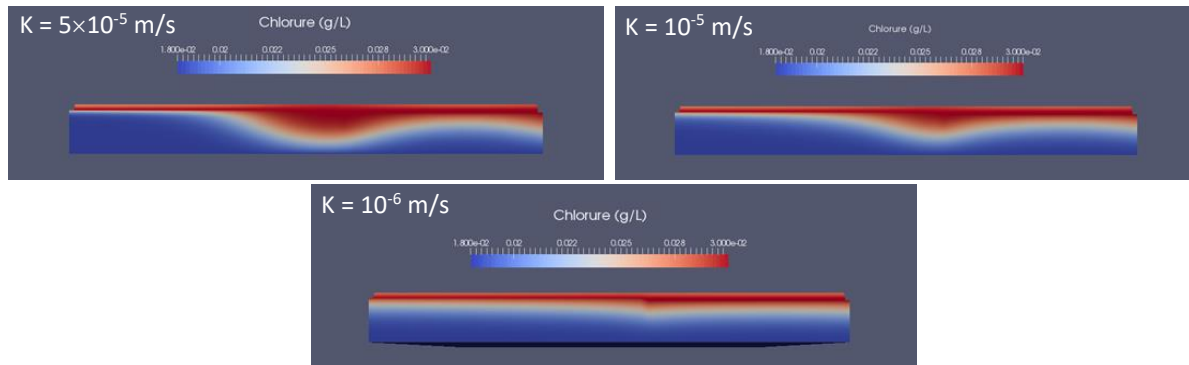


Figure 8-21 : Résultats du transport selon une coupe 2D réalisée au milieu du chenal au niveau de la butte pour une perméabilité de 5×10^{-5} , 10^{-5} et 10^{-6} m/s.

Pour s'assurer que les changements de perméabilité n'interviennent pas sur le temps de stabilisation du régime permanent, et vérifier si celui-ci est bien atteint pour le transport au bout de 100 ans comme cela a été vérifié pour les charges précédemment, on affiche également les résultats des simulations obtenus au bout de 50 ans (Figure 8-22). Contrairement à ce qui a été montré pour les charges, qui se stabilisent sur une durée de 100 ans, on peut voir ici que ce n'est pas le cas pour le transport. En effet, la seule configuration qui ne semble pas évoluer entre les deux derniers temps d'observation (50 et 100 ans) est celle pour laquelle la perméabilité est la plus faible. Seule la diffusion et la dispersion jouent un rôle dans ce cas-là et le gradient mis en place à 50 ans ne semble pas évoluer grandement à 100 ans.

En revanche, pour une perméabilité plus forte, la zone où se répartit le traceur est modifiée de façon non négligeable entre 50 et 100 ans, ce qui semble indiquer que le modèle de transport n'a pas atteint de régime permanent. Cet effet a été constaté jusqu'à 90 ans et se poursuit encore au bout de 100 ans. En effet, le traceur poursuit son extension au niveau de la butte au cours de temps, ce qui indique que la remontée d'eau de nappe n'est pas suffisante pour limiter l'avancée du traceur par effet d'advection d'eau de rivière. Il faut donc se montrer très prudent avec ce paramètre si l'on veut obtenir un état permanent pour le transport car certaines valeurs de perméabilité ne semblent pas permettre la mise en place de ce régime d'équilibre entre eau de surface et eau souterraine. Il faudra donc prendre en compte ce paramètre avec les autres lorsque l'on cherchera à atteindre un régime permanent dans un modèle utilisant le transport.

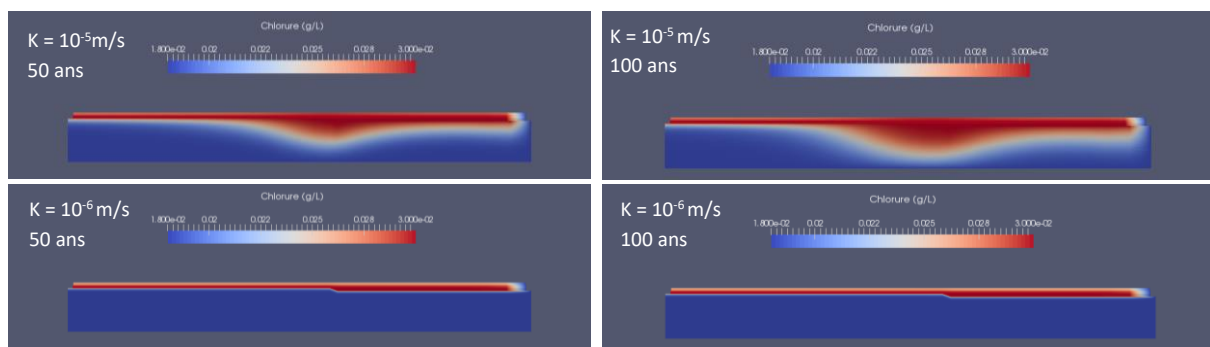


Figure 8-22 : Résultats du transport selon une coupe 2D réalisée au milieu du chenal au niveau de la butte sur une durée de 50 ans (à gauche) et 100 ans (à droite) avec une perméabilité de 10^{-5} (en haut) et 10^{-6} m/s (en bas).

IV-COEFFICIENT DE DISPERSION

En réduisant la dispersion pour la rendre négligeable devant la diffusion et l'advection (choix de $\alpha_L=10^{-12}$ m), nous pouvons voir que ce paramètre n'a que très peu d'effet sur l'advection provoquée par la butte (Figure 8-23).

La seule différence notable par rapport à la Figure 8-12 est un léger repli dans le "halo" de concentration qui se propage dans le milieu poreux. De plus, la dispersion semble avoir un effet plus marqué au niveau de la berge, où l'on peut voir que l'extension du traceur est plus limitée, ce qui est peut-être plus réaliste. L'effet est également présent au niveau de la butte sur la berge. Cette dernière provoque donc également une modification des écoulements au sein de la berge située à côté de la butte. En l'absence de mesures de concentration au niveau des berges, il est très difficile de se rendre compte de l'extension réelle du panache de chlorure autour de la rivière.

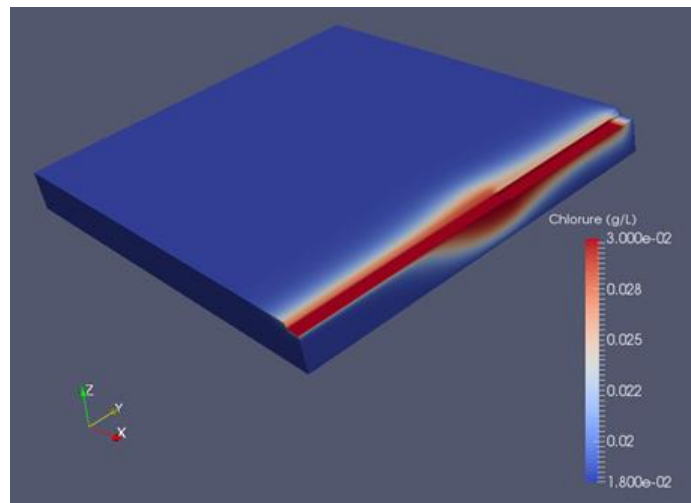


Figure 8-23 : Champ de concentration après une période de 100 ans de transport avec un coefficient de dispersion longitudinal de 10^{-12} m.

V-EFFET DE LA PENTE DE LA NAPPE SUR LES ÉCOULEMENTS ET LE TRANSPORT

Une étude sur la sensibilité de la pente de la nappe par rapport à la pente de la rivière a permis de constater quel était son effet sur les écoulements en zone hyporhéique. Comme attendu, plus la pente de la nappe est forte et plus le gradient de charge présent entre la nappe et la rivière est grand (Figure 8-24). La comparaison des profils verticaux de charges jusqu'à 2 m de profondeur sous la rivière montre que lorsque la pente de nappe est suffisamment forte, la charge augmente légèrement de la surface vers la profondeur, ce qui implique une remontée des eaux de nappes dans la rivière (Figure 8-25). Cette augmentation est également présente dans les modèles avec une pente plus faible, mais la différence de charge est si faible qu'elle n'est pas visible graphiquement.

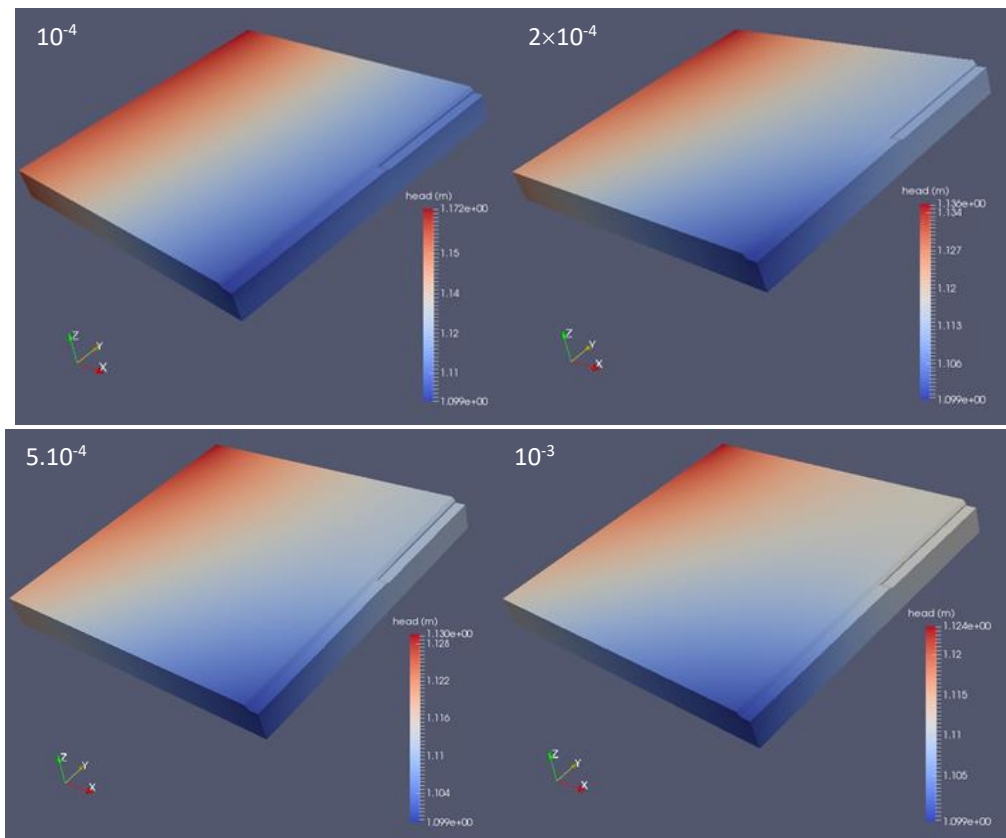


Figure 8-24 : Comparaison des charges pour différentes pentes de nappe : 10^{-4} , 2×10^{-4} , 5×10^{-4} et 10^{-3} .

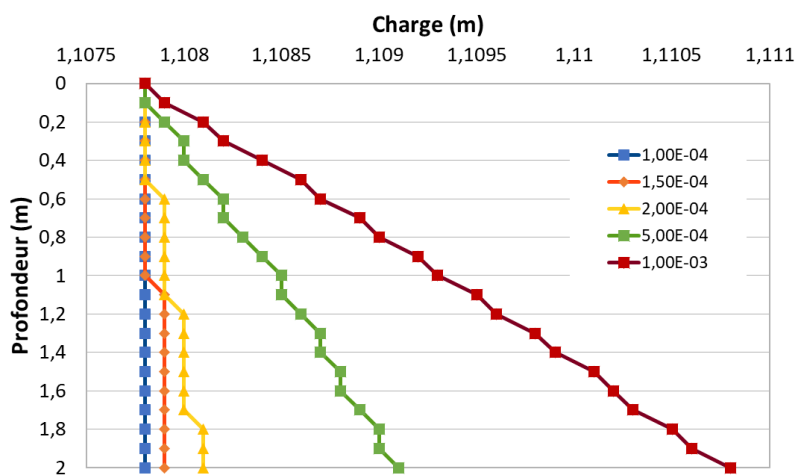


Figure 8-25 : Profils verticaux des charges sous la rivière, au centre du chenal, pour différentes valeurs de pentes de nappe : 10^{-4} , $1,5 \times 10^{-4}$, 2×10^{-4} , 5×10^{-4} et 10^{-3} .

En revanche, l'observation des vecteurs vitesses nous renseigne bien sur la présence de ces flux (Figure 8-26). Pour la pente à 10^{-3} , les gradients sous la rivière sont régis par l'apport de la nappe, tandis que pour la pente à 10^{-4} , l'effet de l'écoulement de surface est nettement plus visible, avec un apport d'eau dirigé depuis la rivière vers le milieu poreux. Selon sa valeur, la pente de la nappe a donc un impact plus ou moins important sur la direction préférentielle de l'écoulement sous la rivière.

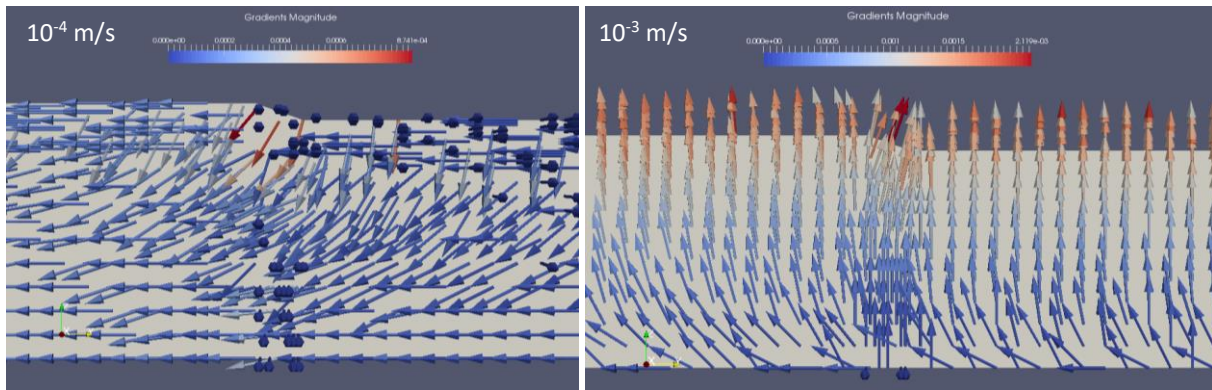


Figure 8-26 : Représentation des vecteurs vitesse au niveau de la butte pour une pente de nappe de 10^{-4} (à gauche) et 10^{-3} (à droite).

Les résultats montrent que pour une pente à 10^{-3} on n'observe plus du tout d'effet de la butte. Au contraire, comme on l'a vu précédemment, la pente à 10^{-4} ne permet pas de stabiliser les écoulements pilotés par l'advection sous la butte. Le traceur se répand peu à peu à plusieurs mètres de profondeur, jusqu'à atteindre le substratum, ce qui n'est pas réaliste compte tenu de la dimension de la butte. De plus, même après 100 ans de simulation, on observe encore un régime transitoire, c'est-à-dire que le système d'advection est trop fort et entraîne peu à peu le traceur à se répandre dans l'ensemble du domaine. En théorie, on s'attend à un équilibre entre l'apport de la rivière et celui de la nappe, qui devrait réduire les écoulements à une zone relativement superficielle. On en déduit donc que dans ces conditions le gradient de charge entre la nappe et la rivière est trop faible et c'est le processus d'advection sous la rivière qui est dominant.

Pour une pente de nappe 10 fois plus forte, le gradient nappe-rivière devient trop fort, et c'est au contraire la remontée d'eau issue de la nappe qui devient trop importante et ne permet plus à l'eau de rivière de s'infiltrer. La pente de la nappe a donc une influence directe sur la possibilité pour l'eau de surface d'entrer au sein des sédiments de rivière. Au vu des résultats obtenus, la valeur limite de pente de nappe séparant le régime d'une nappe qui alimente la rivière du régime inverse se situe entre $1,5$ et 2×10^{-4} . Ce paramètre a donc son importance sur le type de régime entre la nappe et la rivière et la possibilité de faire entrer de l'eau de rivière dans la nappe semble être régie par la pente de la nappe.

VI-EFFET DE LA PENTE DE LA RIVIÈRE SUR LES ÉCOULEMENTS ET LE TRANSPORT

Deux tests ont été effectués en modifiant la pente de la rivière. La pente de la nappe est fixée dans les deux cas à 10^{-4} . Nous présentons les résultats pour une pente de rivière à 10^{-3} et 10^{-5} , soit un ordre de grandeur au-dessus et au-dessous de la pente de base considérée sur le domaine. Cette modification de la pente est modélisée via la valeur de la charge imposée sur le segment amont de la rivière.

On peut voir grâce à la figure 8-27 qu'avec une pente S de rivière plus faible, la différence entre la valeur de charge la plus élevée (égale dans les deux cas car imposée sur la face gauche du domaine) et la charge la plus faible (calculée au sein du domaine qui nous intéresse) est plus grande que pour une pente de rivière plus forte. Ce résultat est dû au fait que la valeur de charge à imposer en entrée dans la rivière sur le segment amont dépend linéairement de S . Ainsi, dans le cas où $S = 10^{-5}$, la charge à imposer en amont est plus faible que dans le cas où $S = 10^{-3}$, ce qui crée une différence de charges plus grande dans le domaine entier. On retrouve donc cette contrainte sur l'ensemble du domaine d'intérêt une fois le régime permanent atteint.

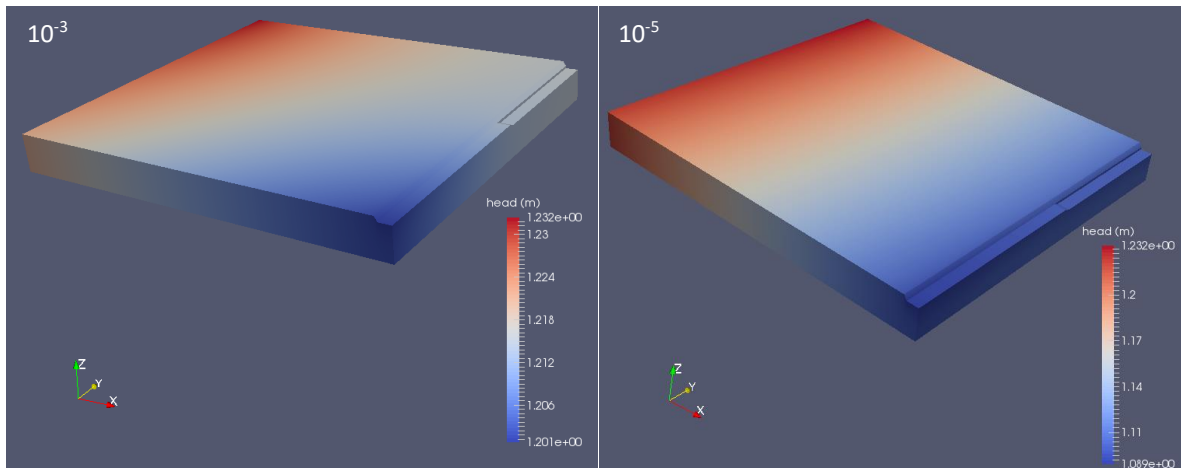


Figure 8-27 : Présentation des charges sur le modèle de l'île Ambart pour une pente de rivière de 10^{-3} (à gauche) et 10^{-5} (à droite).

Lorsque l'on s'intéresse à la répartition du traceur sous la rivière et le long de la berge, on peut voir que dans le cas où la pente de la rivière est plus faible que celle de la nappe, la dynamique de l'eau de surface semble insuffisante pour faire pénétrer le traceur dans les sédiments de rivière (Figure 8-28). On n'observe alors aucune trace de chlorure dans les sédiments hormis la dispersion/diffusion près de la surface. À l'inverse, une pente de rivière plus forte implique une dynamique de l'eau plus grande dans la rivière, et comme le montre la Figure 8-28, permet alors de faire pénétrer de l'eau de rivière dans les sédiments par advection. L'expansion du panache du traceur au bout de 100 ans dans le cas d'une pente à 10^{-3} est plus forte que dans le cas où la pente est à 10^{-5} (cf. Figure 8-28).

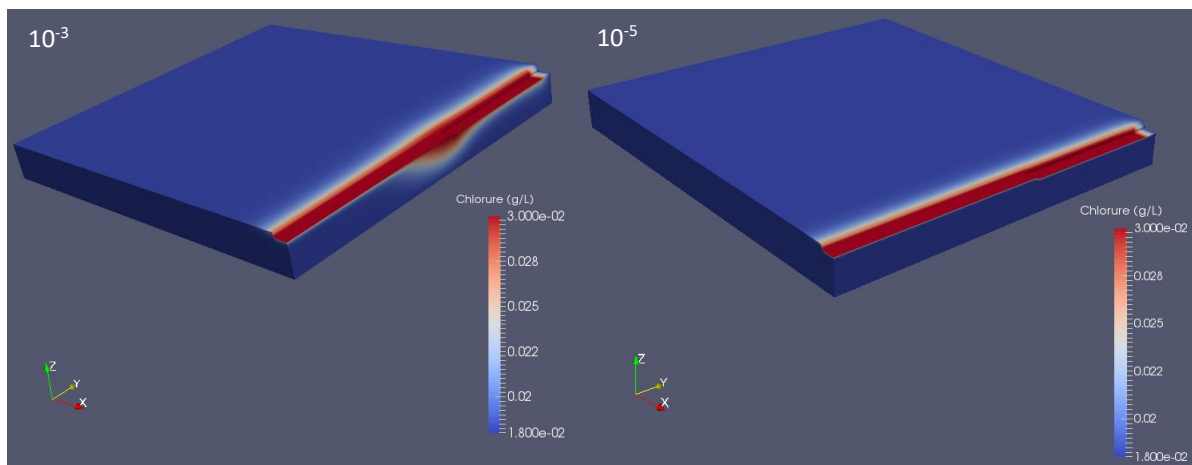


Figure 8-28 : Comparatif de la répartition du traceur au sein du modèle pour une pente de rivière de 10^{-3} (à gauche) et 10^{-5} (à droite).

Si l'on s'intéresse aux valeurs obtenues pour le débit dans la rivière, plus la pente de la rivière est grande plus le débit est important. Ainsi, une pente à 10^{-3} donne un débit $Q=0,37 \text{ m}^3/\text{s}$ nettement plus fort que pour une pente à 10^{-5} , pour laquelle on obtient $Q=0,1296 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur quasiment égale à celle obtenue pour la pente à 10^{-4} ($Q=0,13 \text{ m}^3/\text{s}$).

La pente de la rivière est donc un paramètre important qui peut influencer la dynamique et la possibilité de développer une zone hyporhéique, même en gardant une configuration de nappe identique.

VII-EFFET DE LA BUTTE, REPRÉSENTATION D'UN MODÈLE PLAT

Pour qualifier le réel impact de la présence d'une butte sur les écoulements au sein du milieu poreux, deux nouvelles configurations, dans lesquelles la butte a été arasée, ont été étudiées. Dans la première configuration, appelée config. Amont, la butte est arasée depuis l'amont, en conservant une hauteur d'eau de 1,1 m sur l'ensemble du chenal. Dans la seconde configuration, appelée config. Aval, la butte est arasée depuis l'aval, avec une hauteur d'eau de 40 cm sur l'ensemble du chenal.

Dans la configuration aval (à droite sur la Figure 8-29), les résultats obtenus sont similaires à ceux obtenus avec la butte : on a une répartition de la charge depuis la nappe vers la rivière sur tout le long du modèle. Si l'on s'intéresse en détail à ce qui se passe sur la partie amont, on notera toutefois que la hauteur d'eau en amont du domaine est légèrement plus élevée qu'au niveau de la berge, à l'endroit où l'on applique la condition aux limites. En effet, certains paramètres (ex. coefficient de Manning) ont été calculés afin d'obtenir un flux cohérent avec les données de terrain. Or, dans le cas où l'on arase la butte, en particulier si l'on considère que la hauteur d'eau vaut 1,1 m, le flux dans la rivière est plus important, de l'ordre de 1,04 m³/s contre 0,13 normalement. Il est donc assez logique que ces différences modifient la répartition des flux et donc des gradients dans l'ensemble du domaine.

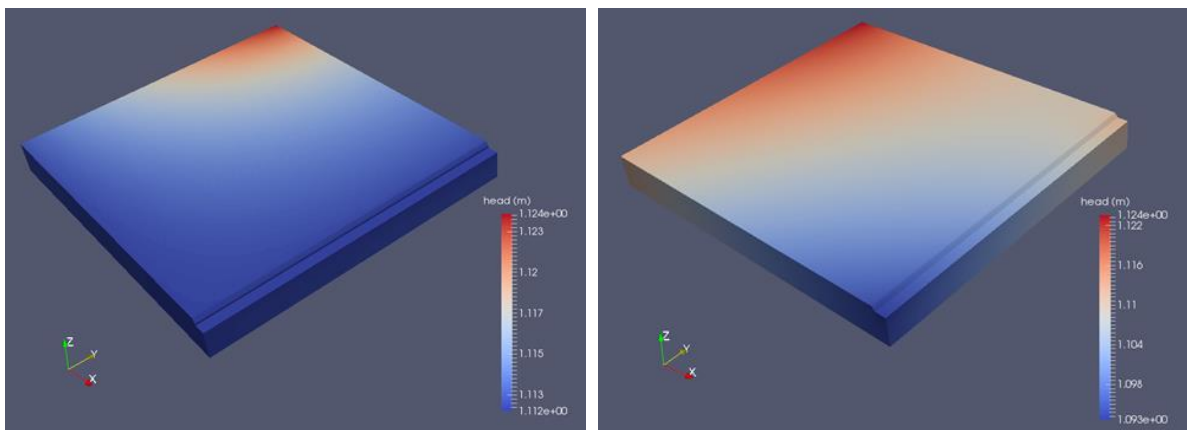


Figure 8-29 : Charges obtenues en l'absence de butte dans la rivière : butte arasée depuis l'amont (à gauche) ou depuis l'aval (à droite).

Du point de vue du transport, les résultats obtenus avec la configuration amont présentent une répartition homogène sur l'ensemble du domaine (à gauche sur la Figure 8-30). La butte n'étant plus présente, il n'y a plus de pénétration du traceur par advection. La présence de traceur dans les premiers centimètres du milieu poreux n'est due qu'à la diffusion. Dans ce cas, le transport semble également stabilisé au bout de 100 ans.

Dans la configuration aval, en amont de la rivière, l'inversion locale de gradient provoquée par la modification de la topographie du lit entraîne logiquement la pénétration du traceur sur une certaine portion de la berge et du fond de la rivière (Figure 8-30). Ce phénomène disparaît lorsque l'on se déplace vers l'aval et que l'on retrouve un sens d'écoulement "normal" de l'eau souterraine depuis la nappe vers la rivière. Le traceur est alors progressivement lessivé.

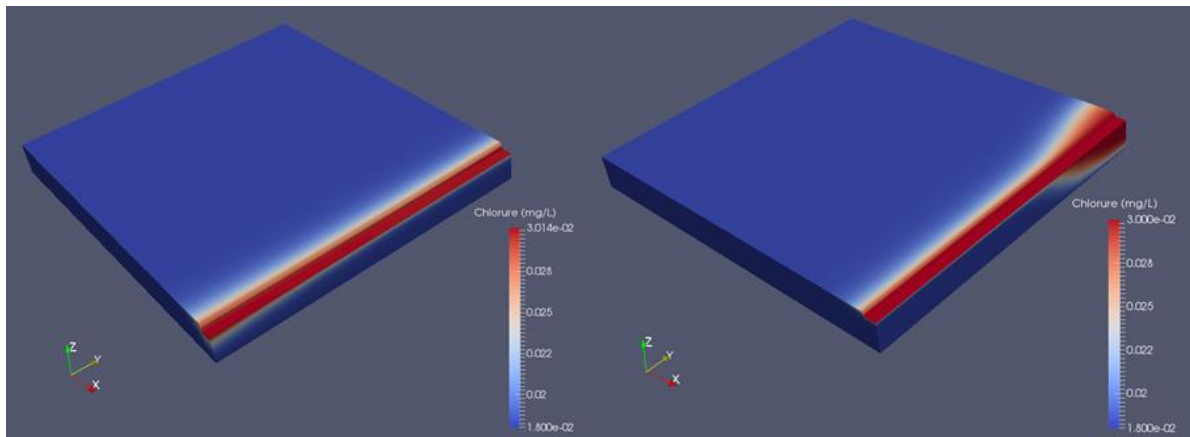


Figure 8-30 : Concentration en traceur obtenue en l'absence de butte, dans le modèle plat amont (à gauche) et aval (à droite).

En l'absence de la butte, il n'y a pas de mouvement d'advection au sein du milieu poreux sous la rivière. En conclusion, nous avons montré quel était l'impact de la butte sur les écoulements et le transport du traceur. Il a pu être montré que c'est bien la butte qui était responsable du système d'advection. De plus, une modification de la topographie du terrain peut entraîner une modification des écoulements, si les paramètres d'entrée n'ont pas été modifiés en conséquence. Ces paramètres doivent donc être réévalués si l'on veut modifier le lit de la rivière tout en conservant un débit constant. Dans notre cas, il n'était pas nécessaire de les modifier car l'objectif était juste de cerner l'impact de la butte sur l'advection au sein du domaine, en modifiant seulement la topographie du domaine.

D-CONCLUSION

La calibration et les tests de sensibilité ont permis d'identifier les paramètres ayant un impact certain sur les écoulements au sein de la ZH (ou sur les relations entre la nappe et la rivière). Il semble que ce soit des caractéristiques à grande échelle du terrain, comme la pente de la nappe et celle de la rivière, ou encore la perméabilité du milieu qui fournissent la mise en place d'un tel type d'écoulement. Mais les paramètres à échelle plus réduite, comme la présence d'un obstacle au fond du lit de la rivière, peuvent également avoir un impact non négligeable sur la formation des flux en ZH. Une interaction entre ces différents paramètres conduit à produire toute une gamme de configurations où les écoulements en ZH sont possibles ou non, et de grande ou moindre importance. L'étude de sensibilité a montré la grande complexité pour parvenir à une compréhension précise de l'influence des paramètres sur la dynamique de la ZH. Elle a également montré l'importance des données de terrain pour parvenir à calibrer le modèle.

Enfin, les processus de dispersion et de diffusion ne semblent avoir qu'un impact limité sur le transport dynamique d'un traceur au niveau de la zone hyporhéique, car la dynamique liée à ces paramètres semble assez lente. En revanche, suite à la mise en place d'un gradient de charge suffisant, c'est le phénomène d'advection qui permet à l'eau de surface d'interagir avec l'eau souterraine dans le milieu poreux.

Dans le cadre de cette étude, la modélisation a servi non seulement d'aide pour la compréhension des processus responsables des observations faites sur le terrain, mais aussi d'outil prédictif afin de déterminer par exemple comment se comporte le système sur les berges, que nous n'avons pas pu suivre sur le terrain. Il s'agit d'un outil très puissant qui est un bon complément à une étude expérimentale. La modélisation prend ici tout son intérêt car elle doit être couplée aux mesures de terrain afin de construire un modèle cohérent d'un point de vue analytique, mais aussi en accord avec les contraintes imposées par le terrain. La démarche proposée n'est pas de découpler le volet expérimental du volet de modélisation comme c'est souvent le cas, mais d'avancer sur les deux aspects de cette problématique en construisant conjointement le modèle et les expériences de terrain. Ainsi, il est possible de prendre en compte les exigences du modèle pour effectuer les

mesures de terrain, mais aussi, à l'inverse, de considérer toutes les contraintes physiques dues à la géomorphologie du terrain sur la conception même du maillage et du modèle.

Après de nombreux tests, une série de paramètres a été retenue afin de recréer le gradient de concentration nappe-rivière du traceur en régime permanent sur un modèle ne comprenant pas la butte. Sur la Figure 8-31, on peut voir qu'avec le jeu de paramètres retenus, le gradient de concentration en traceur entre la surface et la profondeur est très proche de celui observé sur le terrain.

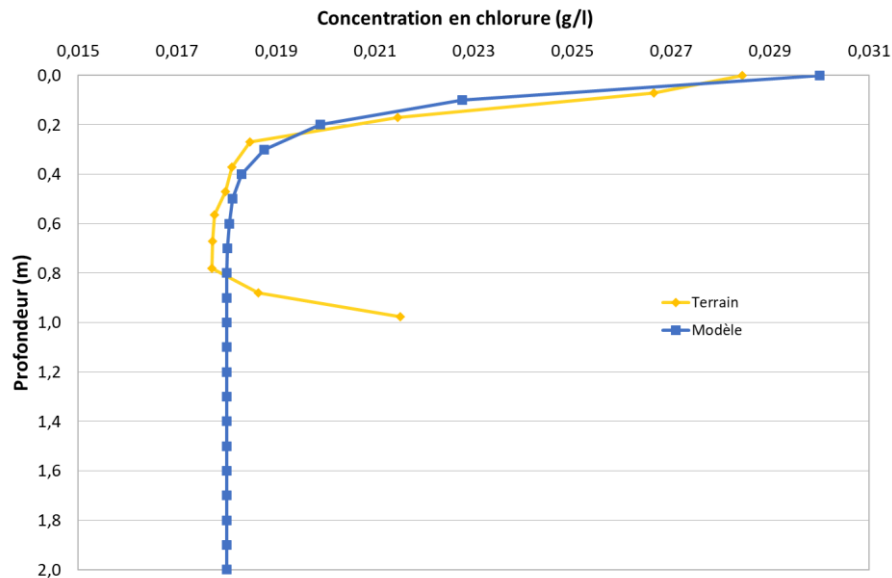


Figure 8-31 : Comparaison des profils verticaux en chlorure entre les données du terrain et les résultats du modèle sans la butte et dont les caractéristiques sont spécifiées dans le Tableau 8-4.

Le Tableau 8-4 donne les valeurs retenues pour les principaux paramètres physiques de l'écoulement de surface et en milieu poreux pour obtenir un régime permanent et un gradient de concentration compatibles avec les données de terrain.

	Valeur
Surface	
<i>Coefficient de Manning n</i>	0,08
<i>Pente de la rivière</i>	10^{-4}
<i>Pente de la nappe</i>	10^{-4}
Milieu poreux	
<i>Porosité ω</i>	0,25
<i>Perméabilité K (m/s)</i>	10^{-5}
<i>Coefficient d'emménagement S_e</i>	10^{-4}
Transport	
<i>Coefficient de dispersion longitudinal α_L (m)</i>	0,1
<i>Coefficient de dispersion transversal α_T (m)</i>	0,01
<i>Coefficient de diffusion D_{diff} (m²/s)</i>	2×10^{-9}

Tableau 8-4 : Récapitulatif des principaux paramètres préconisés pour la simulation du régime permanent.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GÉNÉRALE

La complexité du fonctionnement de la zone hyporhéique et la difficulté de mettre en évidence la dynamique des écoulements ont été le point de départ de ce projet de thèse. L'objectif principal était de mettre en place une approche expérimentale à l'aide d'outils géochimiques, mais aussi géophysiques pour caractériser les écoulements au sein de la zone hyporhéique sur un même site d'étude. Le choix s'est porté sur la rivière Essonne, en région parisienne, et plus particulièrement sur le site de l'île Ambart. Une série de piézomètres ont été installés, dans la rivière ou sur les berges, pour effectuer un suivi de certains paramètres de la rivière : hauteur d'eau, conductivité, température... De plus, une série de systèmes de prélèvements multi-niveaux, insérés au sein des sédiments de rivière, a permis de récupérer des échantillons d'eau porale. Des analyses chimiques en anions, cations majeurs, mais aussi en isotopes stables de l'eau ont pu être réalisées sur ces échantillons. En complément de ces mesures, une approche géophysique a été mise en place. Ainsi, plusieurs profils de tomographie de résistivité électrique ont été réalisés pendant les expériences menées sur le terrain. Plusieurs configurations d'électrodes, résolutions des profils et emplacements sur le terrain ont été testés.

En complément de cette caractérisation expérimentale, une approche numérique a également été développée dans le cadre de cette thèse. L'utilisation du logiciel HydroGeoSphere, couplant une résolution des équations d'écoulement de surface et de subsurface, a permis de mettre en place plusieurs maquettes numériques, d'abord en 2D puis en 3D, permettant de modéliser les flux en zone hyporhéique.

Dans un premier temps, le projet de thèse s'est concentré sur une caractérisation précise et une compilation des données à disposition sur le bassin versant de l'Essonne. Les données géologiques et hydrogéologiques ont mis en avant la présence de la nappe de Beauce, nappe d'eaux souterraines d'extension régionale, principalement incluse dans des formations de type calcaires et sableuses (calcaire d'Étampes, calcaire de Beauce, sables de Fontainebleau). Ces formations perméables reposent sur les argiles vertes du Bartonien, qui servent de substratum à l'aquifère. Sur la partie centrale et aval du bassin versant, la rivière a fortement incisé les formations aquifères et ne s'écoule que sur des formations superficielles récentes, de type alluvionnaires et tourbeuses. La caractérisation géochimique des eaux souterraines et des eaux de surface présente un faciès bicarbonaté-calcique commun, bien que des différences soient apparues en termes de pH, conductivité ou encore concentration en certains éléments comme le calcium. Le profil en long de l'Essonne a montré une évolution d'amont en aval de la plupart des paramètres physiques et chimiques de l'eau, signe de l'évolution des apports et de la dilution progressive des eaux de surface. Au niveau du site de l'île Ambart, les prélèvements d'eau porale au sein des sédiments de rivière ont montré des différences notables entre les eaux issues de l'Essonne, et les eaux issues du milieu poreux. En particulier, la conductivité des eaux souterraines est plus importante que celle des eaux de surface. Cette observation a été confirmée par les analyses géochimiques qui montrent une augmentation non négligeable de la concentration en certains éléments vers le bas d'un profil au sein des sédiments.

Une première expérience a consisté à supprimer temporairement l'effet d'un barrage sur l'Essonne situé en aval de la zone d'étude. Le suivi de la dynamique de l'Essonne lors de cette expérience a montré que la zone hyporhéique présentait une réponse rapide à une modification du niveau d'eau dans la rivière. Lorsque les clapets du barrage ont été abaissés, la hauteur de l'eau au niveau du site de l'île Ambart a diminué d'une quinzaine de centimètres. Les deux jours suivant cet abaissement, les données géochimiques (profils verticaux de concentration en chlorure et en sulfate) ont montré que la zone de mélange, dont la limite est définie par une proportion d'eau de surface d'au moins 10%, se réduisait de façon notable, passant d'une trentaine de centimètres à moins de 10 cm d'épaisseur. À l'inverse, lorsque les clapets sont relevés, on observe le jour

suivant un enfoncement de la zone de mélange, dépassant les 50 cm de profondeur. Le dernier profil vertical réalisé fait état d'un retour progressif à une profondeur de mélange similaire à celle observée initialement. De plus, la zone la plus profonde du profil vertical indique la possibilité pour l'eau de rivière de pénétrer jusqu'à 1 m de profondeur dans les sédiments, probablement suite à la présence d'un chemin d'écoulement préférentiel, comme des macropores. Cet écoulement est interrompu lorsque le niveau d'eau dans la rivière est abaissé, et reprend une fois le niveau relevé. En complément de ces données, les images géophysiques en 2D ont également montré une modification de la résistivité du milieu poreux sous le lit de la rivière lors de l'abaissement et lors de la remontée du barrage. Cependant, ces variations ne peuvent pas être reliées de façon simple à une modification de la composition de l'eau porale, comme cela a été démontré par les mesures géochimiques.

La seconde expérience a permis de suivre la pénétration de l'eau de rivière dans les sédiments lors d'un traçage artificiel. Une certaine quantité d'eau de rivière a été prélevée dans une cuve et salée, avant d'être réinjectée dans la rivière pendant une heure. Le bilan de masse de l'expérience indique que seule une partie du sel ($\approx 40\%$) a été évacuée dans la rivière en aval de la zone d'étude ; les données géochimiques ont montré que le signal d'eau de rivière salée pénétrait dans les sédiments de rivière durant l'expérience jusqu'à 30 à 40 cm de profondeur, selon un schéma vertical depuis la surface. Deux séries de profils électriques ont mis en évidence une différence de comportement des sédiments entre l'amont et l'aval de la zone d'étude. Sur la partie amont du domaine, où la hauteur d'eau dans la rivière est plus grande, la première série de profils a montré que pendant l'injection le signal de l'eau de rivière salée se retrouvait nettement dans les sédiments de rivière, sur une épaisseur n'excédant pas 50 cm. Une fois l'injection terminée, le signal disparaît totalement des sédiments de rivière, signe que l'eau est rapidement évacuée du milieu poreux. Sur la seconde série de profils électriques, réalisée 5 à 10 m en aval et au niveau d'une butte en fond de rivière, on retrouve le même signal de résistivité très faible, signe de la pénétration d'eau de rivière dans les sédiments au cours de l'expérience. En revanche, une fois l'injection terminée, le signal au sein des sédiments persiste pendant plus de 4h, durée pendant laquelle un panache de très faible résistivité, s'étendant sur presque toute la largeur de la rivière, reste visible sur les profils électriques. Cette persistance du signal est confirmée par les données géochimiques, qui font aussi état d'une augmentation de la concentration en chlorure dans les sédiments, mesurée près de 4h après la fin de l'injection. Les résultats de cette expérience ont démontré la réponse rapide de la zone hyporhéique à une modification de la composition chimique de l'eau de rivière. Cette dernière peut pénétrer rapidement dans les sédiments, soit selon un schéma vertical, à cause de l'advection créée par la microtopographie, soit par un système à plus grande échelle, où le traceur pénètre au niveau de l'amont de la butte, et est évacué peu à peu en suivant l'axe longitudinal parallèle à l'écoulement de la rivière. L'ensemble des données recueillies n'a pas permis de conclure de façon définitive sur l'une ou l'autre de ces hypothèses.

L'autre volet de cette thèse a été consacré à la mise en place d'un modèle numérique à l'aide du logiciel HydroGeoSphere. Dans un premier temps, il était nécessaire de déterminer les capacités du logiciel à simuler des flux en zone hyporhéique, c'est-à-dire de l'eau de rivière qui séjourne temporairement dans le sédiment. Pour cela, une première maquette numérique a été construite à partir d'une expérience publiée en 2014 par Fox *et al.* La maquette consiste en une série de dix dunes au-dessus de laquelle circule une lame d'eau. On ajoute un traceur conservatif dans l'eau de surface et l'on observe la pénétration du traceur au sein des sédiments. Les résultats ont montré que pour une configuration similaire à celle de l'expérience, on observait bien une pénétration du traceur au sein du milieu poreux, selon une géométrie proche de celle illustrée par des photographies publiées dans l'article. Une analyse de sensibilité a montré la nécessité d'agrandir le domaine simulé afin de s'affranchir de l'effet de certaines conditions aux limites.

Un modèle numérique 3D a ensuite été construit pour reproduire la géométrie du cours d'eau observée au niveau du site de l'île Ambart. En particulier, le domaine modélisé reproduit la topographie du lit de la rivière et notamment la présence d'une butte de 70 cm de haut. Cette géométrie inclut également la berge rive droite, ainsi qu'un chenal représentant la rivière, où s'écoule une lame d'eau de 40 cm d'épaisseur au-dessus de la

butte. En plus du test sur le maillage du modèle, une analyse de sensibilité a été menée afin d'identifier les paramètres à l'origine d'un système d'advection entre la rivière et le milieu poreux au niveau de la butte. Les simulations ont également montré le rôle crucial de la pente de la nappe et de la pente de la rivière sur la mise en place d'un tel type d'écoulement. En jouant sur la valeur du coefficient de Manning, associée à une charge imposée sur le segment amont de la rivière, on peut ajuster les valeurs de la hauteur d'eau et du débit dans le chenal. Un jeu de paramètres est proposé pour le régime permanent de l'écoulement et du transport de chlorure ; le profil vertical en chlorure obtenu après simulation est très similaire à celui mesuré sur le terrain en régime permanent.

La combinaison entre une approche expérimentale et une approche numérique a permis de mettre en évidence la nécessité de multiplier les méthodes d'étude afin de mieux comprendre comment se font les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines au niveau de la zone hyporhéique. Alors que les mesures géochimiques donnent des résultats précis et ponctuels, l'outil géophysique permet d'obtenir une image de la résistivité du milieu. En combinant les deux méthodes, on peut localiser plus précisément la dynamique de la zone hyporhéique, mais aussi son extension spatiale et son évolution temporelle. La modélisation permet quant à elle de confronter le comportement observé sur le terrain avec les résultats issus des simulations numériques. On peut ainsi déterminer quels paramètres physiques de l'écoulement et du milieu poreux ont un impact direct sur les flux d'eau en zone hyporhéique.

PERSPECTIVES

Expériences de terrain.

Les différentes expériences de terrain ont montré la difficulté de suivre la dynamique de la zone hyporhéique de façon continue, ou sur une période de temps importante. Comme pour l'expérience de l'abaissement longue durée des clapets du barrage, il serait intéressant de suivre des événements naturels, comme les crues, ainsi que de faire des mesures régulières sur au moins une année hydrologique. On pourrait ainsi déterminer si les comportements observés au cours des expériences peuvent être à nouveau mis en évidence. Au niveau de l'équipement du site, on peut envisager de mettre en place un système de piézomètres de bordures pour suivre plus précisément la dynamique des berges, mais aussi permettre la calibration du modèle hydrogéologique à l'aide de jeux de données. De plus, si un suivi à plus longue échelle de temps est envisagé, l'idéal serait de mettre en place un système de prélèvement automatique pour échantillonner les eaux de surface, mais aussi les eaux porales. À défaut, un plan de campagnes de prélèvements réguliers pourrait être mis en place et suivi sur plusieurs années.

Écologie et environnement.

Dans le cadre d'une étude plus poussée, on pourrait envisager une interaction avec des chercheurs en écologie ou des biologistes/biogéochimistes afin de mettre en place un suivi pour de nouveaux paramètres dans les sédiments comme la température, la teneur en oxygène ou en nutriments. De plus, la mesure de certains polluants ou éléments traces pourrait permettre d'étudier l'impact de ces éléments et leur évolution au sein de la zone hyporhéique.

Géophysique.

Ce projet de thèse a démontré l'intérêt d'utiliser les méthodes géophysiques, comme les méthodes électriques, afin de caractériser spatialement et temporellement l'évolution de la zone hyporhéique. En dehors du suivi d'un traceur artificiel, facilement mis en évidence sur les images, le suivi temporel en l'absence d'un tel traceur se révèle plus délicat. Il a été démontré que l'on observait clairement une modification de la résistivité sous la rivière, en particulier en cas d'une modification du niveau de l'eau. En revanche, les variations enregistrées ne

semblent pas aller dans le même sens que les résultats géochimiques. Une calibration du profil vertical selon la loi d'Archie pourrait être envisagée afin de voir s'il est possible de relier ces deux types de données. La construction de modèles numériques directs a permis de constater également que les conditions aux limites avaient une influence non négligeable sur l'inversion des données. En particulier, la prise en compte de la topographie et de la tranche d'eau est indispensable. De plus, les différentes expériences de terrain ont montré des résultats meilleurs en utilisant des électrodes et un dispositif isolé pour éviter au maximum la perte du courant dans l'eau. D'autres investigations pourraient être menées sur l'influence de ces conditions aux limites sur les images de résistivité, avant et après inversion. Par exemple, la relation entre les mesures de résistivité et l'épaisseur de la tranche d'eau pourrait être explorée plus en détails.

Modélisation

La partie concernant la sensibilité des différents paramètres a déjà été traitée sur une maquette 2D, puis sur la maquette 3D représentant l'île Ambart. En régime permanent, le profil vertical en chlorure, similaire à celui obtenu sur le terrain, est dû à un phénomène de dispersion-diffusion depuis la surface. Ce phénomène met du temps à se mettre en place, de l'ordre de 6 mois à 1 an, et ne peut pas expliquer les variations rapides, de l'ordre de quelques heures à quelques jours en cas de modification des conditions hydrodynamiques. La réponse rapide de la ZH semble liée à des processus d'advection, dus soit à la microtopographie des sédiments, non représentée à l'heure actuelle dans le modèle, soit à la présence de la butte à plus grande échelle. Quelques simulations du régime transitoire avec la maquette 3D montrent effectivement un problème lié à la cinétique des écoulements, qui n'est pour l'instant pas cohérente avec les mesures de terrain (simulations préliminaires non montrées dans ce document de thèse). Plusieurs améliorations du modèle peuvent être envisagées pour parvenir à reproduire le comportement de la zone hyporhéique observé sur le terrain. Dans un premier temps, l'hétérogénéité du milieu pourrait être prise en compte, par exemple en appliquant un champ de perméabilité hétérogène sous la rivière. Les profils géophysiques donnent des indications précises sur la géométrie des sédiments situés sous la rivière et au niveau des berges. Un autre problème de l'utilisation d'HGS est la prise en compte d'une lame d'eau sous la forme d'une onde diffusive. Or, dans un environnement réel, les flux sont souvent turbulents, en particulier en présence d'une topographie du lit de rivière non homogène. Ce type d'écoulement est à l'origine de variations très locales de la charge hydraulique et de la vitesse d'écoulement, pouvant entraîner un phénomène d'advection local. Pour remédier à ce problème, on peut envisager d'appliquer un champ de coefficient de Manning hétérogène à la surface du milieu poreux au niveau du lit de la rivière. Cette configuration devra être testée sur une maquette 2D dans un premier temps, puis appliquée sur la maquette de l'île Ambart en cas de résultats satisfaisants. Enfin, la poursuite des suivis expérimentaux, la réalisation d'autres expériences visant à mieux caractériser le site de l'île Ambart, ainsi que l'installation de piézomètres pour le suivi du niveau de la nappe devraient se révéler très utiles pour calibrer la maquette.

Ce travail de thèse a permis d'aborder un grand nombre de problématiques liées à la fois aux expérimentations et à leur modélisation. Le travail sur le site de l'île Ambart s'est révélé très prometteur. Dans le cadre de la restauration écologique de l'Essonne, on peut envisager d'utiliser ce site comme site pilote pour tester d'autres équipements et pour réaliser d'autres expériences en collaboration avec le SIARCE. Les méthodologies et les techniques ainsi mises au point pourraient ensuite être appliquées sur d'autres sites afin de comparer les résultats obtenus en termes d'extension spatiale et temporelle mais aussi de dynamique d'échange.

ANNEXE 1 : MISE EN PLACE DES PIÉZOMÈTRES DE BORDURE

Plusieurs piézomètres de bordure ont été installés à 1 ou 2 m de la bordure de la rivière rive droite, au niveau de l'ancienne margelle et dans les fourrés. Les installations sont effectuées à l'aide d'un tube métallique et d'un marteau à percussion. Une seconde méthode d'implantation a été utilisée à l'aide d'une tarière mécanique pouvant aller jusqu'à 4 m de profondeur.

Les piézomètres sont constitués par des tubes en PVC de 3 cm de diamètre, d'un ou deux mètres de longueur. Une pointe métallique ou en PVC est vissée à leur extrémité pour permettre un enfoncement plus facile. Le tube est crépiné sur une longueur de 5 à 15 cm à son extrémité inférieure, et la crépine est protégée par un géotextile. Après avoir mis en place le piézomètre, du sable est versé autour afin de servir de massif filtrant autour de la crépine. Le contour est ensuite complété par un bouchon constitué de bentonite, qui prévient la contamination de l'eau prélevée dans le piézomètre par le ruissellement de surface. Un bouchon PVC ferme le piézomètre entre deux campagnes de prélèvements pour éviter le colmatage et la pollution à l'intérieur du tube (Figure A1 1).



Figure A1 1 : Photographie de l'installation des piézomètres de bordure. En haut, présentation de deux types de piézomètres utilisés, avec pointe PVC ou métallique à l'extrémité du tube PVC crépiné en bas sur 5 cm. En bas, mise en place du système métallique d'enfoncement du piézomètre. Une fois installé, le piézomètre est protégé par un bouchon.

Lors d'une seconde campagne de terrain, la méthode de percussion a été utilisée pour mettre en place un doublon de piézomètres au niveau de l'ancienne margelle, à proximité de la passerelle. Ces deux piézomètres ont pu servir à prélever des échantillons d'eau à plusieurs reprises lors des campagnes de terrain (Figure A1 2).

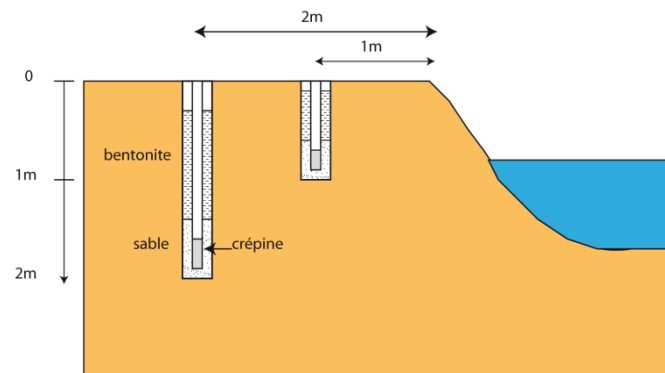


Figure A1 2 : Schéma du doublon de piézomètres installés au niveau de l'île Ambart rive droite.

Plusieurs campagnes de pose de piézomètres ont été réalisées, en testant différentes méthodes d'installation. Lors de la première campagne, des tubes de PVC d'un diamètre de 7 cm, similaires aux tubes utilisés pour réaliser les piézomètres de rivière, ont été utilisés. Une pointe de PVC est fixée à l'extrémité inférieure des tubes et ceux-ci sont crépinés sur 5 cm et recouverts par un géotextile. Les trous sont effectués à la tarière sur une profondeur pouvant aller de 2 à 4 m sur la berge rive droite au milieu des fourrés. La progression est très difficile car passé les premiers centimètres de terre végétale les remblais contenant des roches rendent la progression particulièrement laborieuse.

Quelques sondages ont quand même pu être réalisés. Mais lors de la pose des piézomètres, les mailles du géotextile protégeant la crépine se sont révélées trop larges. Elles ont laissé encore passer des particules issues des tourbes qui ont colmaté la crépine (Figure A1 3). Il est alors impossible pour l'eau de pénétrer dans le piézomètre, qui le rend donc inefficace.



Figure A1 3 : Photographie de la tourbe atteinte au bout de 1 à 2 mètres de sondage à la tarière au niveau des berges.

ANNEXE 2 : RÉSULTATS DES CAPTEURS DE PRESSION POUR L'EXPÉRIENCE DU BARRAGE

Deux des capteurs de pression, installés à différentes profondeurs à proximité du dispositif P1 (30 et 60 cm au sein des sédiments) ont pu enregistrer de façon continue la différence de pression entre la rivière et les sédiments (Figure A2 1). Les capteurs ont été branchés de façon à ce qu'une différence positive de la pression indique que la pression mesurée dans les sédiments est plus élevée que celle dans la rivière. On définit le Δh de la façon suivante :

$$\Delta h = P_{\text{capteur}} - P_{\text{rivière}}, \quad (A2.1)$$

Au début de l'expérience, les deux capteurs indiquent une valeur positive pour Δh (de l'ordre de quelques mm), c'est-à-dire une configuration où la nappe alimente la rivière. Puis on observe une très forte décroissance et Δh devient négatif lorsque le niveau de l'eau s'abaisse. On notera que les deux capteurs n'évoluent pas avec la même inertie : le capteur à 60 cm de profondeur évolue beaucoup plus lentement et progressivement que le capteur placé à 30 cm de profondeur. De plus, le passage brusque d'une valeur positive ou négative a lieu avant l'enregistrement de la descente du niveau d'eau via les sondes situées dans la rivière, en particulier pour le capteur situé à 30 cm de profondeur. On observe ensuite une variation journalière durant les deux jours où le niveau de la rivière est abaissé, alors que le niveau, lui, est à peu près constant. Ces variations sont surtout visibles sur le capteur à 30 cm de profondeur. Une fois le niveau d'eau relevé, Δh augmente peu à peu pour se rapprocher à nouveau de la valeur 0.

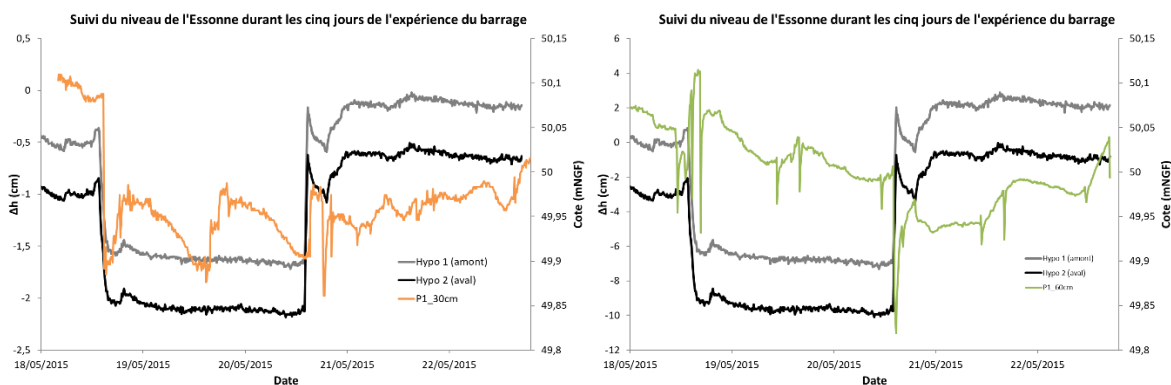


Figure A2 1: Variations de la pression enregistrée entre la rivière et les sédiments à 30 cm (en orange) et 60 cm (en vert) de profondeur durant l'expérience du barrage. Sont également représentées les évolutions temporelles du niveau de la rivière mesurées en Hypo 1 (en gris) et Hypo 2 (en noir).

L'eau de nappe remonte pour alimenter la rivière lorsque son niveau diminue. Cette différence peut atteindre plusieurs centimètres, environ 1,5 cm à 30 cm de profondeur et 2 à 3 cm à 60 cm de profondeur. On est donc bien en présence d'une relation où la différence de pression augmente avec la profondeur sous la rivière, en particulier ce gradient augmente lorsque le niveau de la rivière diminue. De même, lorsque le niveau augmente, on observe une diminution progressive du gradient nappe-rivière, qui tend alors à revenir à la valeur enregistrée au préalable et proche de zéro. On enregistre donc une réponse des relations nappes-rivières en termes de gradients qui évoluent lorsque le niveau de la rivière diminue ou augmente. Cependant, il existe un certain décalage de quelques minutes entre les mesures enregistrées par les capteurs et celles enregistrées par les sondes, en particulier sur l'heure du début de la descente. Bien que les données des capteurs aient été compensées par les variations de températures, des oscillations journalières restent visibles (Figure A2 2). Ces variations se retrouvent en particulier sur les mesures effectuées avec le capteur situé à 30 cm de profondeur. L'effet est présent mais moins marqué sur les mesures faites à 60 cm de profondeur.

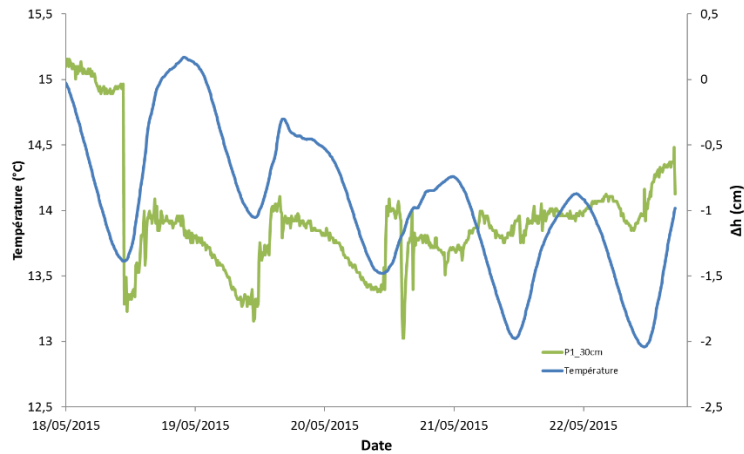


Figure A2 2 : Comparaison entre la différence de pression enregistrée entre la rivière et les sédiments à 30 cm de profondeur et la température de l'eau relevée dans la rivière durant l'expérience du barrage.

Les variations de pression qui ont été observées en particulier durant les deux jours où le niveau de la rivière était abaissé semblent bien corrélées avec les données de température, bien qu'elles aient déjà été corrigées de l'effet de la température sur le capteur en lui-même. On peut alors supposer que cette correction, réalisée à partir de courbes de calibrations faites en laboratoire, n'est pas suffisante pour s'affranchir de cet effet de la température. Ainsi, des essais effectués lors de plusieurs campagnes de calibration des capteurs ont montré que selon la courbe de calibration choisie, les différences mesurées par les capteurs peuvent varier de façon significative. Les données sont difficiles à interpréter de façon quantitative et les interprétations se concentreront principalement sur la réponse qualitative des sédiments de rivière.

D'autres oscillations journalières peuvent être à l'origine des variations de pression observées. Par exemple, on peut penser à un effet biologique, lié à l'activité de la faune et de la flore, ou encore à une modification physique du milieu liée à une différence de température de l'eau. Cet effet n'a pas été mis en valeur au niveau de la hauteur d'eau mesurée dans la rivière. Il semble que cet effet soit limité à la zone de sédiments superficiels, pouvant aller jusqu'à 60 cm de profondeur, bien que ces variations soient plus limitées. Les variations de la pression semblent difficiles à interpréter en considérant seulement un effet de température et de charge.

En conclusion, la variation du niveau de l'eau dans la rivière provoque une modification de la différence de pression Δh entre les sédiments de rivière et cette dernière. Une baisse du niveau de la rivière provoque donc une augmentation brutale de plusieurs centimètres de $|\Delta h|$. De même, lorsque le niveau d'eau dans la rivière remonte, $|\Delta h|$ décroît brutalement et revient ensuite progressivement à une valeur proche de la valeur initiale. La pression de la zone hyporhéique semble donc évoluer avec les conditions de surface au sein de la rivière et s'adapte à des conditions hydrodynamiques variables.

ANNEXE 3 : RÉSULTATS DES CAPTEURS DE PRESSION POUR L'EXPÉRIENCE DE TRAÇAGE DU 1^{ER} AVRIL 2016

Deux capteurs de pression ont pu être installés à proximité des dispositifs de prélèvements multi-niveaux. Les capteurs sont installés à 50 cm et 1 m de profondeur. Le capteur installé à un 1 m de profondeur a cessé de fonctionner correctement après quelques heures, peut-être à cause de l'apparition d'une bulle d'air dans l'un des tuyaux. La série de ce capteur n'est donc pas disponible en totalité.

Les capteurs ont été branchés de façon à ce qu'une valeur positive de Δh mesuré indique que la charge mesurée dans les sédiments est supérieure à celle mesurée dans la rivière. Le capteur installé à 50 cm de profondeur mesure des valeurs de Δh comprises entre 0,5 et 2,5 cm. Pour le capteur installé à 1 m de profondeur, les valeurs sont comprises entre 0,2 et 1,8 cm. On observe dans un premier temps une valeur de Δh plus élevée pour le capteur installé plus profondément dans les sédiments. On a donc bien un gradient nappe-rivière avec une charge plus importante dans les sédiments de rivière, qui permet à l'eau souterraine de remonter et alimenter les eaux de surface. Lorsque le niveau d'eau dans la rivière augmente, suite aux précipitations des jours précédents, ceci entraîne alors une diminution assez brutale de la différence de charge entre les sédiments et la rivière. Celle-ci remonte ensuite progressivement pour atteindre des valeurs supérieures à celles mesurées initialement pour le capteur à 50 cm de profondeur. Une fois le niveau d'eau stabilisé, Δh se stabilise lui aussi autour de 1,7 cm.

Les capteurs de pression permettent donc de mettre en évidence la réponse de la charge au sein des sédiments lors d'une variation dynamique de la hauteur d'eau (Figure A3 1). Même si le niveau d'eau n'augmente que de quelques centimètres à peine, la réponse de la nappe a lieu assez rapidement. On note alors une augmentation de la différence de charge entre les sédiments et la rivière. Dans un premier temps, seule la charge en rivière augmente, ce qui provoque une diminution de Δh pendant quelques heures à peine. Puis la charge de la nappe augmente sous la rivière et permet à Δh d'atteindre une valeur supérieure à la valeur initiale. Lors d'une variation dynamique du niveau d'eau en rivière, on observe donc une réponse rapide des eaux souterraines, avec une différence de pression entre les sédiments et la rivière qui évolue selon la hauteur d'eau en rivière.

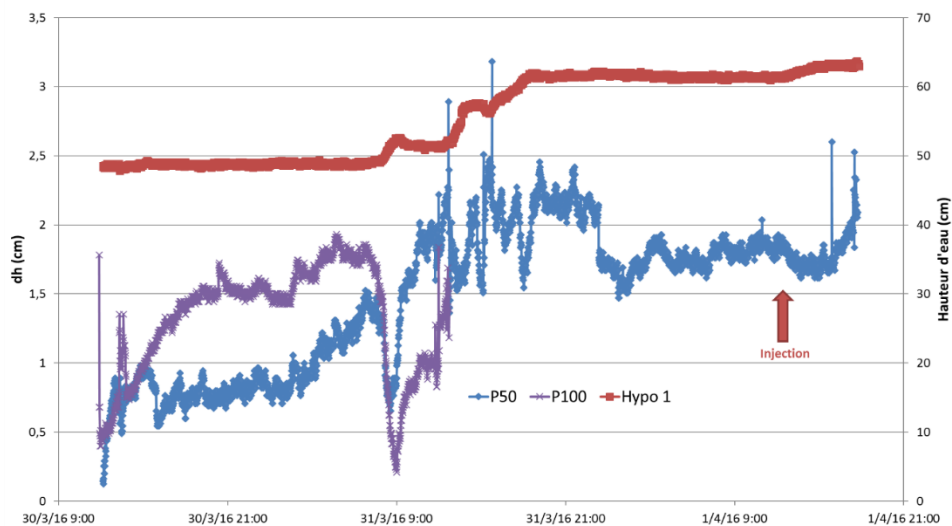


Figure A3 1 : Comparaison entre les mesures effectuées par les capteurs de pression différentielle et la hauteur d'eau mesurée par l'une des sondes CTD installée en rivière. P50 et P100 sont positionnés respectivement à 0,5 et 1 m de profondeur.

ANNEXE 4 : RÉSULTATS DES MESURES DE CERTAINS ÉLÉMENTS MAJEURS POUR L'EXPÉRIENCE DE TRAÇAGE

Des mesures en sulfates et en nitrates ont également été réalisées sur certains échantillons, dont ceux issus du piézomètre Zh-30 cm et le tube multi-niveaux (Figure A4 1).

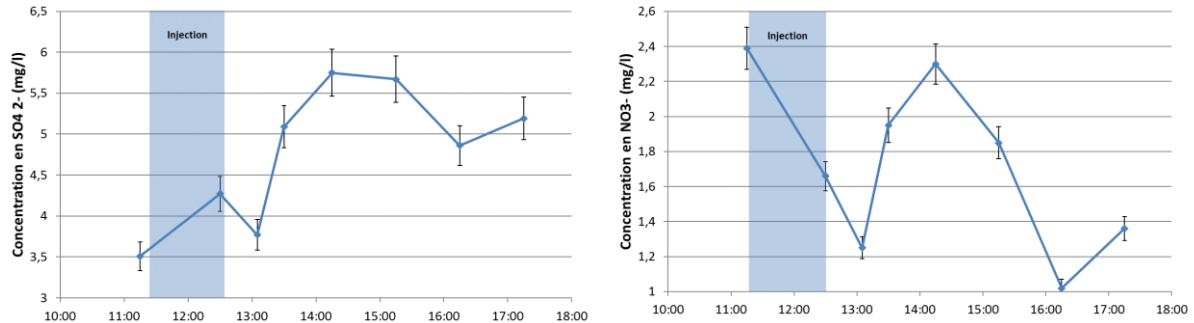


Figure A4 1 : Évolution temporelle de la concentration en sulfates et en nitrates le jour de l'injection au sein du piézomètre Zh-30cm.

Une seule valeur est clairement hors de la tendance de la séquence au niveau de la concentration en nitrates à 20 centimètres de profondeur, 90 minutes après le début de l'injection (Figure A4 2). Cette valeur semble isolée et ne peut donc pas être reliée à un processus géochimique particulier. En dehors de cette observation, les concentrations en sulfates et nitrates présentent une diminution depuis la surface vers la profondeur, entre une valeur d'eau de rivière et une valeur correspondant à l'eau de nappe. Aucune variation notable due à l'injection de l'eau salée ne peut être observée.

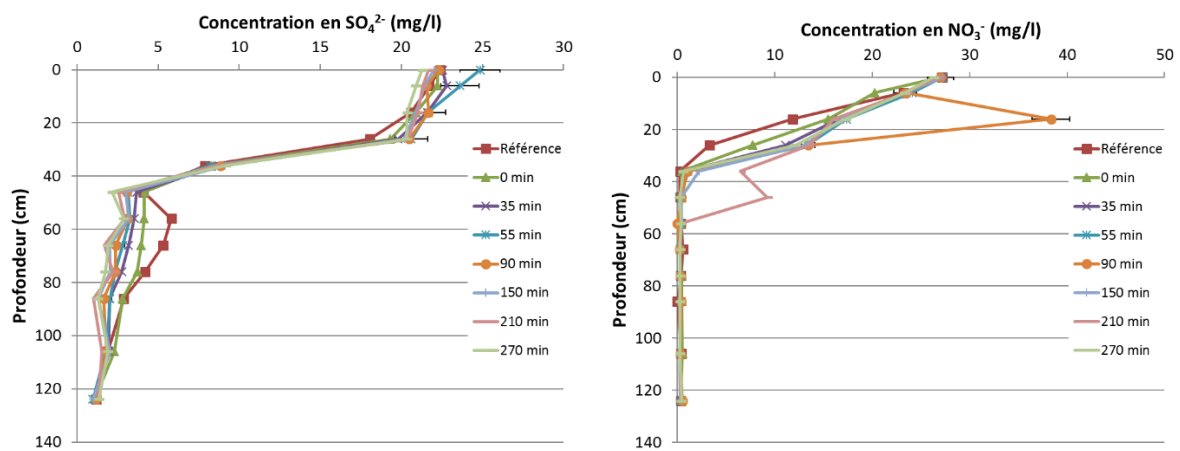


Figure A4 2 : Profils verticaux de la concentration en sulfates et en nitrates dans les échantillons prélevés dans le dispositif multi-niveaux durant l'expérience de traçage. Les temps indiqués sont ceux du début du prélèvement par rapport au début de l'injection.

RÉFÉRENCES

- Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., Oconnell, P. E., & Rasmussen, J. (1986). An introduction to the european hydrological system: Systeme hydrologique Europeen, She .2. Structure of a physically-based, distributed modeling system. *Journal of Hydrology*, 87(1-2), 61-77.
- Acworth, R. I., & Dasey, G. R. (2003). Mappig of the hyporheic zone around a tidal creek using a combination of borehole logging, borehole electrical tomography and cross-creek eletrical imaging, New South Wales, Australia. *Hydrogeology Journal*, 11, 359-372. doi:10.1007/s10040-003-0278-0
- Allison, J. D., Brown, D. S., & Novo-Gradac, K. J. (1991). *MINTEQA2/PRODEFA2, a geochemical assessment model for environmental systems: version 3.0 user's manual*. Athens, Georgia: Environmental Research Laboratory.
- Anderson, M. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, 43(6), 951-968.
- Angermann, L., Krause , S., & Lewandowski, J. (2012). Application of heat pulse injections for investigations shallow hyporheic flow in a lowland river. *Water Resources Research*, 48, W00P02. doi:10.1029/2012WR012564
- AQUANTY INC. (2013). *Hydrogéosphère User Manual. Rapport technique*.
- Archie, G. E. (1947). Electrical resistivity an aid in core-analysis interpretation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 31(2), 350-366.
- Arnon, S., Gray, K., & Packman, I. (2007). Biophysicochemical process coupling controls nitrate use by benthic biofilms. *Limnology Oceanography*, 54(4), 1665-1671.
- Arrigoni, A. S., Poole, G. C., Mertes, L. A., O'Daniel, S. J., Woessner, W. W., & Thomas, S. A. (2008). Buffered, lagged or cooled? Disentangling hyporheic influences on temperature cycles in stream channels. *Water Resources Research*, 44(9), W09418. doi:10.1029/2007WR006480
- Aubeneau, A. F., Drummond, J. D., Schumer, R., Bolster, D., Tank, J. L., & Packman, A. I. (2015). Effects of benthic and hyporheic reactive transport on breakthrough curves. *Freshwater Science*, 34, 301-315.
- Audebert, M., Clément, R., Touze-Foltz, N., Günther, T., Moreau, S., & Duquennoi, C. (2014). Time-lapse ERT interpretation methodology for leachate injection monitoring based on multiple inversions and a clustering strategy (MICS). *Journal of Applied Geophysics*, 111, 320-333.
- Auken, E., Doetsch, J., Fiandaca, G., Christiansen, A. V., Gazoty, A., Cahill, A. G., & Jakobsen, R. (2014). Imaging subsurface migration of dissolved CO₂ in a shallow aquifer using 3D time lapse electrical resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 101, 31-41.
- Avanzino , R., Zellwegger, G., Kennedy, M., Zand, S., & Bencala, K. (1984). Results of a solute transport experiment at Uvas Creek, September 1972, California. *USGS OFR*, 84-236.
- Baker , M., Valett, H., & Dahm, C. (2000a). Organic carbon supply and metabolism in a near-stream groundwater ecosystem. *Ecology*, 81, 3133-3148.
- Baker, M., Dahm, C., & Valett , H. (2000b). Anoxia, anaerobic metabolism, and biogeochemistry of the stream-water-ground-water nterface. *Streams and Ground Waters*, 259-283.

- Bandaragoda, C., & Neilson, T. (2011). Increasing parameter certainty and data utility through multi-objective calibration of a spatially distributed temperature and solute model. *Hydrogeology and Earth Science System*, 15(5), 1547-1561. doi:10.5194/hess-15-1547-2011
- Bardini, L., Boano, F., Cardenas, M. B., Sawyer, A. H., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2013). Small-scale permeability heterogeneity has negligible effects on nutrient cycling in streambeds. *Geophysical Research Letters*, 40, 1118-1122. doi:10.1002/grl.50224
- Bardini, L., Boano, F., Cardenas, M., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2012). Nutrient cycling in bedform induced hyporheic zones. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 84, 47-61. doi:10.1016/j.gca.2012.01.025
- Bardini, L., Boano, F., Cardenas, M., Sawyer, A., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2013). Small-scale permeability heterogeneity has negligible effects on nutrient cycling in streambeds. *Geophysical Research Letters*, 40, 1118-1122. doi:10.1002/grl.50224
- Battin, T., Kaplan, L., Findlay, S., Hopkinson, C., Marti, E., Packman A.I., . . . Sabater, F. (2008). Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks. *Nature Geosciences*, 1, 95-100.
- Battin, T., Kaplan, L., Newbold, J., & Hansen, C. (2003). Contributions of microbial biofilms to ecosystem processes in streams mesocosms. *Nature*(426), 439-442.
- Bear, J. (1972). *Dynamic of fluids in porous media*. Elsevier Publishing Company.
- Bencala, K. E. (2000). Hyporheic zone hydrological processes. *Hydrological Processes*, 14(15), 2797-2798.
- Bencala, K., & Walters, R. (1983). Simulation of solute transport in a mountain pool-and-riffle stream: A transient storage model. *Water Resources Research*, 19, 718-724. doi:10.1029/WR019i003p00718
- Bencala, K., Gooseff, M., & Kimball, B. (2011). Rethinking hyporheic flow and transient storage to advance understanding of stream-catchment connections. *Water Resources Research*, WH00H03. doi:10.1029/2010WR010066
- Bencala, K., Zellwegger, G., Jackman, A., & Avanzino, R. (1984). Interactions of solutes and streambed sediment: 1 An experimental analysis of cation and anion transport in a mountain stream. *Water Resources Research*, 20, 1797-1803. doi:10.1029/WR020i012p01797
- Bhaskar, A., Harvey, J., & Henry, E. (2012). Resolving hyporheic and groundwater components of streambed water flux using heat as a tracer. *Water Resources Research*, 48, W08524. doi:10.1029/2011WR011784
- Bianchin, M. S., Smith, L., & Beckie, R. D. (2011). Defining the hyporheic zone in a large tidally influenced river. *Journal of Hydrology*, 406, 16-29. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.056
- Bingham, Q., Neilson, B., Neale, C., & Cardenas, M. (2012). Application of high-resolution, remotely sensed data for transient storage modelling parameter estimation. *Water Resources Research*, W08520. doi:10.1029/2011WR011594
- Binley, A. (2016). *R2 User Manual*. Lancaster: Lancaster University.
- Bixio, A. C., Gambolati, G., Paniconi, C., Putti, M., Shestopalov, V. M., Bublías, V. N., . . . Rudenko, Y. F. (2002). Modeling groundwater-surface water interactions including effects of morphogenetic depressions in the Chernobyl exclusion zone. *Environmental Geology*, 42(2-3), 162-177.

- Boano, F., Camporeale, C., & Revelli, R. (2010b). A linear model for the coupled surface-subsurface flow in a meandering stream. *Water Resources Research*, 46, W07535. doi:10.1029/2009WR008317
- Boano, F., Camporeale, C., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2006). Sinuosity-driven hyporheic exchange in meandering rivers. *Geophysical Research Letters*, L18406. doi:10.1029/2006GL027630
- Boano, F., Demaria, A., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2010c). Biogeochemical zonation due to intra-meander hyporheic flow. *Water Resources Research*, 46, W02511. doi:10.1029/2008WR007583
- Boano, F., Harvey, J., Marion, A., Packman, A., Revelli, R., Ridolfi, L., & Wörman, A. (2014). Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models and biogeochemical implications. *Review of Geophysics*, 52, 603-679. doi:10.1002/2012RG000417
- Boano, F., Packman, A., Cortis, A., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2007b). A continuous time random walk approach to the stream transport of solutes. *Water Resources Research*(33), W10425. doi:10.1029/2007WR006062
- Boano, F., Poggi, D., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2009a). Gravity-driven water exchange between streams and hyporheic zones. *Geophysical Research Letters*, 36, L20402. doi:10.1029/2009GL040147
- Boano, F., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2007a). Bedform-induced hyporheic exchange with unsteady flows. *Advances in Water Resources*, 35, 148-156.
- Boano, F., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2008). Reduction of the hyporheic zone volume due to the stream-aquifer interaction. *Geophysical Research Letters*, L09401. doi:10.1029/2008GL033554
- Boano, F., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2009b). Quantifying the impact of groundwater discharge in the surface-subsurface exchange. *Hydrological Processes*, 23, 2108-2116.
- Boano, F., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2010a). Effect of streamflow stochasticity on bedform-driven hyporheic exchange. *Advances in Water Resources*, 33(11), 1367-1374. doi:10.1016/j.advwatres.2010.03.005
- Boano, F., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2011). Water and solute exchange through flat streambeds induced by large turbulent eddies. *Journal of Hydrology*, 402, 290-296.
- Boano, F., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2013). Modeling hyporheic exchange with unsteady stream discharge and bedform dynamics. *Water Resources Research*, 49, 4089-4099. doi:10.1002/wrcr.20322
- Böhlke, J., Antweiler, R., Harvey, J., Laursen, A., Smith, L., Smith, R., & Voytek, M. (2009). Multi-scale measurements and modeling of denitrification in streams with varying flow and nitrate concentration in the upper Mississippi River Basin, USA. *Biogeochemistry*, 93, 117-141. doi:10.1007/s10533-008-9282-8
- Bottacin-Busolin, A., & Marion, A. (2010). Combined role of advective pumping and mechanical dispersion on time scales for bed form-induced hyporheic exchange. *Water Resources Research*, 46, WR08518. doi:10.1029/2009WR008892
- Bottacin-Busolin, A., Marion, A., Musner, T., Tregnaghi, M., & Zaramella, M. (2011). Evidence of distinct contaminant transport patterns in rivers using tracer tests and a multiple domain retention model. *Advances in Water Resources*, 34, 737-746.
- Boudreau, B. (2000). The mathematics of early diagenesis: From worms to waves. *Review of Geophysics*, 38(3), 389-416. doi:10.1029/2000RG000081

- Boulton, A. (2007). Hyporheic rehabilitation in rivers: Restoring vertical connectivity. *Freshwater Biology*, 54(4), 632-650.
- Boulton, A. J. (2000). River ecosystem health down under: assessing ecological condition in riverine groundwater zones in Australia. *Ecosystem Health*, 6(2), 108-118. doi:10.1046/j.1526-0992.2000.00011.x
- Boulton, A. J., Humphreys, W. F., & Eberhard, S. M. (2003). Imperilled subsurface water in Australia: Biodiversity, threatening processes and conservation. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, 6, 41-54.
- Boulton, A., & Hancock, P. (2006). Rivers as groundwater-dependent ecosystems: A review of degrees of dependency, riverine processes and management implications. *Australian Journal of Botany*, 54, 133-144.
- Boulton, A., Datry, T., Kasahara, T., Mutz, M., & Stanford, J. (2010). Ecology and management of the hyporheic zone: Stream-groundwater interactions of running waters and their floodplains. *Journal of the North American Benthological Society*, 29(1), 26-40. doi:10.1899/08-017.1
- Bourg, A., & Bertin, C. (1993). Biogeochemical processes during the infiltration of river water into an alluvial aquifer. *Environmental Science and Technology*, 27(4), 661-666. doi:10.1021/es00041a009
- BRGM. (1994). *Piézométrie du système aquifère de Beauce. Basses eaux 1994*. Orléans: BRGM.
- Briggs, M., Gooseff, M., Arp, C., & Baker, M. (2009). A method for estimating surface transient storage parameters for streams with concurrent hyporheic storage. *Water Resources Research*, 45, WD00D27. doi:10.1029/2008WR006959
- Briggs, M., Gooseff, M., Peterson, B., Morkeski, K., Wollheim, W., & Hopkinson, C. (2010). Surface and hyporheic transient storage dynamics throughout a coastal stream network. *Water Resources Research*, 46. doi:10.1029/2009WR008222
- Briggs, M., Lautz, L., & McKenzie, J. (2011). A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. *Hydrological Processes*, 26(9), 1277-1290. doi:10.1002/hyp.8200
- Briggs, M., Lautz, L., McKenzie, J., Gordon, R., & Hare, D. (2012). Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux. *Water Resources Research*, 48, W02527. doi:10.1029/2011WR011227
- Brookfield, A. E., Sudicky, E. A., Park, Y. J., & Conant Jr., B. (2009). Thermal transport modelling in a fully integrated surface/subsurface framework. *Hydrological Processes*, 23(15), 2150-2164. doi:10.1002/hyp.7282
- Brosten, T. R., Bradford, J. H., McNamara, J. P., Gooseff, M. N., Zarnetske, J. P., Bowden, W. B., & Johnston, M. E. (2009). Estimating 3D variation in active-layer thickness beneath arctic streams using ground-penetrating radar. *Journal of Hydrology*, 373, 479-486.
- Brunke, M. (1999). Colmation and depth filtration within streambeds: Retention of particles in hyporheic interstices. *International Review of Hydrobiology*, 84(2), 99-117.
- Brunke, M., & Gonser, T. (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, 37(1), 1-33.

- Brunner, P., & Simmons, C. T. (2012). HydroGeoSphere: a fully integrated, physically based hydrological model. *Groundwater*, 50(2), 170-176.
- Buffington, J., & Tonina, D. (2009). Hyporheic exchange in mountain rivers II : Effects of channel morphology on mechanics, scales, and rates of exchanges. *Geography Compass*, 3. doi:10.1111/j.1749-8198.2009.00225.X.
- Burkholder, B., Grant, G., Haggerty, R., Khangaonkar, T., & Wampler, P. (2008). Influence of hyporheic flow and geomorphology on temperature of a large, gravel-bed river, Clackamas River, Oregon, USA. *Hydrological Processes*, 22, 941-953. doi:10.1002/hyp.6984
- Butts, M. B., Payne, J. T., Kristensen, M., & Madsen, H. (2004). An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulations. *Journal of Hydrology*, 298(1-4), 242-266.
- Camacho, L., & Gonzalez, R. (2008). Calibration and predictive ability analysis of longitudinal solute transport models in mountain streams. *Environmental Fluid Mechanics*, 8(5-6), 597-604.
- Camporese, M., Daly, E., & Paniconi, C. (2015). Catchment-scale Richard equation-based modeling of evapotranspiration via boundary condition switching and root water uptake schemes. *Water Resources Research*, 51, 5756-5771. doi:10.1002/2015WR017139
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., & Orlandini, S. (2010). Surface-subsurface flow modeling with paht-based runoff routine, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, 46, W02512. doi:10.1029/2008WR007536
- Cardenas, M. (2007). Potential contribution of topography-driven regional groundwater flow to fractal stream chemistry: Residence time distribution analysis of Tothflow. *Geophysical Research Letters*, 34, L05403. doi:10.1029/2006GL029126
- Cardenas, M. (2008a). The effect of river bend morphology on flow and timescales of surface water-groundwater exchange across pointbars. *Journal of Hydrology*, 362(1-2), 134-141.
- Cardenas, M. (2008b). Surface water-groundwater interface geomorphology leads to scaling of residence times. *Geophysical Research Letters*, 35, L08402. doi:10.1029/2008GL033753
- Cardenas, M. (2009a). A model for lateral hyporheic flow based on valley slope and channel sinuosity. *Water Resources Research*, W01501.
- Cardenas, M. (2009b). Stream-aquifer interactions and hyporheic exchange in gaining and losing sinuous streams. *Water Resources Research*, 45, W06429. doi:10.1029/2008WR007651
- Cardenas, M. (2010). Lessons from and assessment of Boussinesq aquifer modeling of a large fluvial island in a dam-regulated river. *Advances in Water Resources*, 33(11), 1359-1366.
- Cardenas, M. B. (2015). Hyporheic zone hydrologic science: a historical account of its emergence and a prospectus. *Water Resources Research*, 51, 3601-3616. doi:10.1002/2015WR017028
- Cardenas, M., & Markowski, M. (2011). Geoelectrical imaging of hyporheic exchange and mixing of river water and groundwater in a large regulated river. *Environmental Science and Technology*, 45(4), 1407-1411. doi:10.1021/es103438a

- Cardenas, M., & Wilson, J. (2006). The influence of ambient groundwater discharge on exchange zones induced by current-bedform interactions. *Journal of Hydrology*, 331(1-2), 103-109. doi:10.1016/j.hydrol.2006.05.012
- Cardenas, M., & Wilson, J. (2007a). Dunes, turbulent eddies, and interfacial exchange with permeable sediments. *Water Resources Research*, 43, W08412. doi:10.1029/2006WR005787
- Cardenas, M., & Wilson, J. (2007b). Exchange across a sediment-water interface with ambient groundwater discharge. *Journal of Hydrology*, 346(3-4), 69-80. doi:10.1016/j.hydrol.2007.08.019
- Cardenas, M., & Wilson, J. (2007c). Effects of current-bed form induced flow on the thermal regime of sediments. *Water Resources Research*, 43, W08431. doi:10.1029/2006WR005343
- Cardenas, M., & Wilson, J. (2007d). Thermal regime of dune-covered sediments under gaining and losing water bodies. *Journal of Geophysical Research*, 112, G04013. doi:10.1029/2007JG000485
- Cardenas, M., Wilson, J., & Haggerty, R. (2008d). Residence time of bedform-driven hyporheic exchange. *Advances in Water Resources*, 31(10), 1382-1386.
- Cardenas, M., Wilson, J., & Zlotnik, V. (2004). Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resources Research*, 40, W08307. doi:10.1029/2004WR003008
- Christensen, P., Nielsen, L., Sorensen, J., & Reysbech, N. (1990). Denitrification in nitrate-rich streams-Diurnal and seasonal-variation related to benthic oxygen-metabolism. *Limnology and Oceanography*, 35(3), 640-651.
- Clément, R., Descloîtres, M., Günther, T., Ribolzi, O., & Legchenko, A. (2009). Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. *Comptes Rendus Geosciences*, 341(10-11), 886-898.
- Conant, B., Cherry, J., & Gillham, R. (2004). A PCE groundwater plume discharging to a river: influence of the streambed and near-river zone on contaminant distributions. *Journal of Contaminant Hydrology*, 73(1-4), 249-279. doi:10.1016/j.conhyd.2004.04.001
- Constantz, J. (2008). Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, 44, W00D10. doi:10.1029/2008WR06996
- Coscia, I., Greenhalgh, S., Linde, N., Doetsch, J., Marescot, L., Günther, T., & Green, A. (2011). 3D crosshole ERT for aquifer characterization and monitoring of infiltrating river water. *Geophysics*, 76, 49-59. doi:10.1190/1_3553003
- Coscia, I., Linde, N., Greenhalgh, S., Vogt, T., & Green, A. (2012). Estimating traveltimes and groundwater flow patterns using 3D time-lapse crosshole ERT imaging of electrical resistivity fluctuations induced by infiltrating river water. *Geophysics*, 239-250. doi:10.1190/geo2011-0328.1
- Crestani, E., Camporese, M., & Salandin, P. (2015). Assessment of hydraulic conductivity distributions through assimilation of travel time data for ERT-monitored tracer tests. *Advances in Water Resources*, 23-36.
- Crook, N., Binley, A., Knight, R., Robinson, D. A., Zarnetske, J., & Haggerty, R. (2008). Electrical resistivity imaging of the architecture of substream sediments. *Water Resources Research*, W00D13.
- Cushing, C., Minshall, G., & Newbold, J. (1993). Transport dynamics of fine particulate organic matter in two Idaho streams. *Limnology and Oceanography*, 38(6), 1101-1111.

- Czernuszenko, W., Rowinski, P., & Sukhodolov, A. (1998). Experimental and numerical validation of the dead-zone model for longitudinal dispersion in rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 36(2), 269-280.
- Deng, Z.-Q., Bengtsson, L., & Singh, V. (2006). Parameter estimation for fractional dispersion model for rivers. *Environmental Fluids Mechanics*, 6(5), 451-475.
- Deng, Z.-Q., Singh, V., & Bengtsson, L. (2004). Numerical solution of fractional advection-dispersion equation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(5), 422-431.
- Dent, C., Grimm, N., Marti, E., Edmonds, J., Henry, J., & Welter, J. (2007). Variability in surface-subsurface hydrologic interactions and implications for nutrient retention in an arid-land stream. *Journal of Geophysical Research*, 112, G04004. doi:10.1029/2007JG000467
- Doetsch, J., Linde, N., Vogt, T., Binley, A., & Green, A. (2012). Imaging and quantifying salt-tracer transport in a riparian groundwater system by means of 3D ERT monitoring. *Geophysics*, 77(5), B207-B218.
- Drummond J.D., Covino, T., Aubeneau, A., Leong, D., Patil, S., Schumer, R., & Packman, A. (2012). Effects of solute breakthrough curve tail truncation on residence time estimates: A synthesis of solute tracer injection studies. *Journal of Geophysical Research*, 117, G00N08. doi:10.1029/2012J|G002019
- Dudley-Southern, M., & Binley, A. (2015). Temporal responses of groundwater-surface water exchange to successive storm events. *Water Resources Research*, 1112-1126. doi:10.1002/2014WR016623
- Duff, J., & Triska, F. (1990). Denitrification in sediments from the hyporheic zone adjacent to a small forested stream. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 47, 1140-1147.
- Duff, J., & Triska, F. (2000). *Nitrogen biogeochemistry and surface-subsurface exchange in streams and groundwaters*. (J. Jones, & P. Mulholland, Eds.) San Diego, California: Academic Press.
- Edwards, R. (1998). *The hyporheic zone in River Ecology and Management: Lessons From the Pacific Coastal Ecoregion*. (R. Naiman, & R. Bilby, Eds.) New York: Springer.
- Elliott, A., & Brooks, N. (1997a). Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms: Theory. *Water Resources Research*, 33, 123-136. doi:10.1029/96WR02784
- Elliott, A., & Brooks, N. (1997b). Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms: Laboratory experiments. *Water Resources Research*, 33(1), 137-151. doi:10.1029/96WR02783
- Endreny, T., Lautz, L., & Siegel, D. (2011a). Hyporheic flow path response to hydraulic jumps at rivers steps: Flume and hydrodynamic models. *Water Resources Research*, 47, W02517. doi:10.1029/2009WR008631
- Endreny, T., Lautz, L., & Siegel, D. (2011b). Hyporheic flow paths response to hydraulic jumps at river steps: Hydrostatic model simulations. *Water Resources Research*, 47, W02518. doi:10.1029/2010WR010014
- Endrizzi, S., Gruber, S., Dall'Amico, M., & Rigon, R. (2014). GEOtop 2.0: Simulating the combined energy and water balance at and below the land surface accounting for soil freezing, snow cover and terrain effects. *Geosciences Model Development*, 7(6), 2831-2857.
- Engelhardt, I., Piepenbrink, M., Trauth, N., Stadler, S., Kludt, C., Schulz, M., . . . Ternes, T. (2011). Comparison of tracer methods to quantify hydrodynamic exchange within the hyporheic zone. *Journal of Hydrology*, 400(1-2), 255-266. doi:10.1016/j.hydrol.2011.01.033

- Eylers, H., Brooks, N. H., & Morgan, J. J. (1995). Transport of adsorbing metals from stream water to a stationary sand-bed in a laboratory flume. *Marine and Freshwater Resources*, *46*, 209-214.
- Findlay, S., & Sobczak, W. (2000). *Microbial communities in hyporheic sediments*. (J. Jones, & P. Mulholland, Eds.) San Diego, California: Academic Press.
- Fischer, H., Kloep, F., Wilzcek, S., & Pusch, M. (2005). A river's liver-Microbial processes within the hyporheic zone of a large lowland river. *Biogeochemistry*, *76*(2), 349-371.
- Fleckenstein, J. H., Krause, S., Hannah, D. M., & Boano, F. (2010). Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources*, *33*(11), 1291-1295.
- Forman, S. (1998). *The transport of nonlinearly adsorbing compounds between stream water and sediment bed in a laboratory flume*. Pasadena: California Institute of Technology.
- Fox, A., Boano, F., & Arnon, S. (2014). Impact of losing and gaining streamflow conditions on hyporheic exchange fluxes induced by dune-shaped bed forms. *Water Resources Research*, *50*, 1895-1907. doi:10.1002/2013WR014668
- Francis, B., Francis, L., & Cardenas, M. (2010). Water table dynamics and groundwater-surface water interaction during filling and draining of a large fluvial island due to a dam-induced river stage fluctuations. *Water Resources Research*, *46*, W07513. doi:10.1029/2009WR008694
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall.
- Frei, S., Fleckenstein, J., Kollet, S., & Maxwell, R. (2009). Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model. *Journal of Hydrology*, *375*(3-4), 383-393.
- Fuller, C., & Harvey, J. (2000). Reactive uptake of trace metals in the hyporheic zone of a mining-contaminated stream, Pinal Creek, Arizona. *Environmental Science Technology*, *34*, 1150-1155.
- Gandy, C., Smith, J., & Jarvis, A. (2007). Attenuation of mining-derived pollutants in the hyporheic zone: A review. *Science Total Environment*, *373*(2-3), 435-446.
- Gariglio, F., Tonina, D., & Luce, C. (2013). Spatio-temporal variability of hyporheic exchange through a pool-riffle sequence. *Water Resources Research*, *49*, 7185-7204. doi:10.1002/wrcr.20419
- Gelhar, L. W., Welty, C., & Rehfeldt, K. R. (1992). A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, *28*(7), 1955-1974.
- Gerecht, K., Cardenas, M., Guswa, A., Sawyer, A., Nowinski, J., & Swanson, T. (2011). Dynamics of hyporheic flow and heat transport across a bed-to-bank continuum in a large regulated river. *Water Resources Research*, *47*, W03524. doi:10.1029/2010WR009794
- Gomez, J., Wilson, J., & Cardenas, M. (2012). Residence time distribution in sinuosity-driven hyporheic zones and their biogeochemical effects. *Water Resources Research*, *48*, W09533. doi:10.1029/2012WR012180
- Gooseff, M. (2010). Defining hyporheic zones-Advancing our conceptual and operational definitions of where stream water and groundwater meet. *Geography Compass*, *4*(8), 945-955.

- Gooseff, M., Anderson, J., Wondzell, S., LaNier, J., & Haggerty, R. (2006). A modeling study of hyporheic exchange pattern and the sequence, size, and spacing of stream bed forms in mountain stream networks, Oregon, USA. *Hydrological Processes*, 20(11), 2443-2457.
- Gooseff, M., Bencala, K., Scott, D., Runkel, R., & McKnight, D. (2005b). Sensitivity analysis of conservative and reactive stream transient storage models applied to field data from multiple-reach experiments. *Advances in Water Resources*, 28(5), 479-492.
- Gooseff, M., Benson, D., Briggs, M., Weaver, M., Wollheim, W., Peterson, B., & Hopkinson, C. (2011). Residence time distributions in surface transient storage zones in streams: Estimation via signal deconvolution. *Water Resources Research*, 47. doi:10.1029/2010WR009959
- Gooseff, M., Briggs, M., Bencala, K., McGlynn, B., & Scott, D. (2013). Do transient storage parameters directly scale in longer, combined stream reaches? Reach length dependence of transient storage interpretations. *Journal of Hydrology*, 483, 16-25. doi:10.1016/j.hydrol.2012.12.046
- Gooseff, M., LaNier, J., Haggerty, R., & Kokkeler, K. (2005a). Determining in-channel (dead zone) transient storage by comparing solute transport in a bedrock channel-alluvial channel sequence, Oregon. *Water Resources Research*, 41, W06014. doi:10.1029/2004WR003513
- Gooseff, M., Wondzell, S., Haggerty, R., & Anderson, J. (2003). Comparing transient storage modeling and residence time distribution (RTD) analysis in geomorphically varied reaches in the Lookout Creek basin, Oregon, USA. *Advances in Water Resources*, 26(9), 925-937. doi:10.1016/S0309-1708(03)00105-2
- Gordon, R., Lautz, L., Briggs, M., & McKenzie, J. (2012). Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. *Journal of Hydrology*, 420, 142-158.
- Grant, S., Stewardson, M., & Marusic, I. (2012). Effective diffusivity and mass flux across the sediment-water interface in streams. *Water Resources Research*, 48, W05548. doi:10.1029/2011WR011148
- Grimm, N., & Fisher, S. (1984). Exchange between interstitial and surface water-Implications for stream metabolism and nutrient cycling. *Hydrobiologia*, 111, 219-228.
- Gu, C., Hornberger, G., Herman, J., & Mills, A. (2008). Influence of stream-groundwater interactions in the streambed sediments on NO₃ flux to a low-relief coastal stream. *Water Resources Research*, 44, W11432. doi:10.1029/2007WR006739
- Gu, C., Hornberger, G., Mills, A., Herman, J., & Flewelling, S. (2007). Nitrate reduction in streambed sediments: Effects of flow and biogeochemical kinetics. *Water Resources Research*, 43, W12413. doi:10.1029/2007WR006027
- Guzik, J. (2005). *Île Ambart, Courdimanche s/ Essonne, Reconnaissance géotechnique, rapport R050109 de BS consultants pour le SIARCE.*
- Haggerty, R., Marti, E., Argerich, A., von Schiller, D., & Grimm, N. (2009). Resazurin as a "smart" tracer for quantifying metabolically active transient storage in stream ecosystems. *Journal of Geophysical Research*, 114, G03014. doi:10.1029/2008JG000942
- Haggerty, R., McKenna, S., & Meigs, L. (2000). On the late-time behavior of tracer test breakthrough curves. *Water Resources Research*, 36(12), 3467-3479. doi:10.1029/2000WR900214

- Haggerty, R., Wondzell, S. M., & Johnson, M. A. (2002). Power-law residence time distribution in the hyporheic zone of a 2nd-order mountain stream. *Geophysical Research Letters*, *29*(13), 1640. doi:10.1029/2002GL014743
- Hakenkamp, C. C., & Morin, A. (2000). The importance of meiofauna to lotic ecosystem functioning. *Freshwater biology*, *44*(1), 165-175. doi:10.1046/j.1365-2427.2000.00589.x
- Harvey, J., & Bencala, K. (1993). The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research*, *29*(1), 89-98. doi:10.1029/92WR01960
- Harvey, J., & et al. (2012). Journal of Geophysical Research. *Hydrogeomorphology of the hyporheic: Streamsolute and fine particle interactions with a dynamic streambed*, *117*, G00N11. doi:10.1029/2012JG002043
- Harvey, J., & Fuller, C. (1998). Effect of enhanced manganese oxidation in the hyporheic zone on basin-scale geochemical mass balance. *Water Resources Research*, *34*, 10.1029/97WR03606. doi:10.1029/97WR03606
- Harvey, J., & Wagner, B. (2000). Quantifying hydrologic interactions between streams and their subsurface hyporheic zones. *Streams and Ground Waters*, 3-44.
- Harvey, J., Böhlke, L., Voytek, M., Scott, D., & Tobias, C. (2013). Hyporheic zone denitrification: Controls on effective reaction depth and contribution to whole-stream mass balance. *Water Resources Research*, *49*, 6298-6316. doi:10.1002/wrcr.20492
- Harvey, J., Conklin, M., & Koelsch, R. (2003). Predicting changes in hydrologic retention in an evolving semi-arid alluvial. *Advances in Water Resources*, *26*, 939-950.
- Harvey, J., Krupa, S., & Krest, J. (2004). Ground water recharge and discharge in the central Everglades. *Ground Water*, *42*(7), 1090-1102.
- Harvey, J., Wagner, B., & Bencala, K. (1996). Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resources Research*, *32*(8), 2441-2451. doi:10.1029/96WR01268
- Hassan, M., Tonina, D., Beckie, R., & Kinner, M. (2014). The effects of discharge and slope on hyporheic flow in steep-pool morphologies. *Hydrological Processes*. doi:10.1002/hyp.10155
- Hayley, K. H., Bentley, L. R., & Pidlisecky, A. (2010). Time-lapse resistivity monitoring-two new approaches for imaging the evolution of a conductive contaminant. *AGU Fall meeting abstract*.
- Hayley, K., Bentley, L. R., & Gharibi, M. (2009). Time-lapse electrical resistivity monitoring of salt-affected soil and groundwater. *Water Resources Research*, *45*, W07425. doi:10.1029/2008WR007616
- Hayley, K., Bentley, L. R., Gharibi, M., & Nightingale, M. (2007). Low temperature dependence of electrical resistivity: Implications for near surface geophysical monitoring. *Geophysical Research Letters*, *34*, L18402. doi:10.1029/2007GL031124
- Hays, J., Krenkel, P., & Schnelle, K. (1966). Mass-transport mechanisms in open-channel flow, Technical Report 8. *Sanitary and Water Resources*.
- Hedin, L., von Fischer, J., Ostrom, N., Kennedy, B., Brown, M., & Robertson, G. (1998). Thermodynamic constraints on nitrogen transformations and other biogeochemical processes at soil-stream interfaces. *Ecology*, *79*(2), 684-703.

- Hendricks, S. (1993). Microbial ecology of the hyporheic zone-A perspective integrating hydrology and biology. *Journal of North America Benthological Society*, 12(1), 70-78.
- Hermans, T., Vandenbohede, A., Lebbe, L., & Nguyen, F. (2012). A shallow geothermal experiment in a sandy aquifer monitored using electric resistivity tomography. *Geophysics*, 77(1), 11-21.
- Hester, E., & Doyle, M. (2008). In-stream geomorphic structures as drivers of hyporheic exchange. *Water Resources Research*, 44, W03417. doi:10.1029/2006WR005810
- Hester, E., & Gooseff, M. (2010). Moving beyond the banks: Hyporheic restoration is fundamental to restoring ecological services and functions of streams. *Environmental Science and Technology*, 44(5), 1521-1525. doi:10.1021/es902988n
- Hester, E., Doyle, M., & Poole, G. (2009). The influence of in-stream structures on summer water temperatures via induced hyporheic exchange. *Limnology and Oceanography*, 54(1), 355-367.
- Hester, E., Young, K., & Widdowson, M. (2013). Mixing of surface and groundwater induced by riverbed dunes: Implications for hyporheic zone definitions and pollutant reactions. *Water Resources Research*, 49, 5221-5237. doi:10.1002/wrcr.20399
- Hinz, E. A., Ferguson, J. F., Pellerin, L., & Ramenofsky, A. F. (2008). A geophysical investigation of subsurface structures and Quaternary geology at San Marcos Pueblo, New Mexico. *Archeological Prospection*, 15(4), 247-265.
- Hoehn, E., & Cirpka, O. (2006). Assessing residence times of hyporheic ground waters in two alluvial flood plains of the Southern Alps using water temperature and tracers. *Hydrology and Earth System Science*, 10(4), 553-563.
- Huettel, M., & Webster, I. (2001). Porewater flow in permeable sediments. *The Benthic Boundary Layer: Transport Processes and Biogeochemistry*, 144-179.
- Huettel, M., Ziebis, W., & Forster, S. (1996). Flow-induced uptake of particulate matter in permeable sediments. *Limnology and Oceanography*, 41(2), 309-322.
- Hutchinson, P., & Webster, I. (1998). Solute uptake in aquatic sediments due to current-obstacle interactions. *Journal of Environmental Engineering*, 124(5), 419-426.
- Jackman, A., Walters, R., & Kennedy, V. (1984). Transport and concentration controls for chloride, strontium, potassium and lead in Uvas Creek, a small cobble-bed stream in Santa Clara County, California, U.S.A.. Part 2: Mathematical modeling. *Journal of Hydrology*, 75, 111-141.
- Jardani, A., Revil, A., & Dupont, J. P. (2013). Stochastic joint inversion of hydrogeophysical data for salt tracer test monitoring and hydraulic conductivity imaging. *Advances in Water Resources*, 52, 62-77.
- Jin, G., Tang, H., Li, L., & Barry, D. (2011). Hyporheic flow under periodic bed forms influenced by low-density gradients. *Geophysical Research Letters*, 38, L22401. doi:10.1029/2011GL049694
- Johnson, T., Slater, L., Ntarlagiannis, D., Day-Lewis, F., & Elwaseif, M. (2012). Monitoring groundwater-surface water interaction using time-series and time-frequency analysis of transient three-dimensional electrical resistivity changes. *Water Resources Research*, W07506. doi:10.1029/2012WR011893
- Jones, J. E., & Woodward, C. S. (2001). Newton-Krylov-multigrid solvers for large-scale, highly heterogeneous, variably saturated flow problems. *Advances in Water Resources*, 24(7), 763-774.

- Jones, J., & Holmes, R. (1996). Surface-subsurface interactions in streams ecosystems. *Trends in Ecology and Evolution*, 11(6), 239-242.
- Jones, J., & Mulholland, P. (2000). *Streams and Ground Waters*. San Diego, California: Academic Press.
- Jonsson, K., Johansson, H., & Wörman, A. (2003). Hyporheic exchange of reactive and conservative solutes in streams-Tracer methodology and model interpretation. *Journal of Hydrology*, 278(1-4), 153-171.
- Jonsson, K., Johansson, H., & Wörman, A. (2004). Sorption behavior and long-term retention of reactive solutes in the hyporheic zone of streams. *Journal of Environmental Engineering-ASCE*, 130(5), 573-584.
- Kalbus, E., Schmidt, C., Molson, J., Reinstorf, F., & Schirmer, M. (2009). Influence of aquifer and streambed heterogeneity on the distribution of groundwater discharge. *Hydrology and Earth System Science*, 13, 69-77.
- Karaoulis, M. C., Kim, J.-H., & Tsourlos, P. I. (2011). 4D active time constrained resistivity inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 73, 25-34.
- Karwan, D., & Saiers, J. (2012). Hyporheic exchange and streambed filtration of suspended particles. *Water Resources Research*, 48, W01519. doi:10.1029/2011WR011173
- Kasahara, T., & Hill, A. (2006a). Hyporheic exchange flows induced by constructed riffles and steps in lowland streams in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes*, 20, 4287-4305. doi:10.1002/hyp.6174
- Kasahara, T., & Hill, A. (2007a). Lateral hyporheic zone chemistry in an artificially constructed gravel bar and a re-meandered stream channel, Southern Ontario, Canada. *Journal of the American Water Resources Association*, 45(3), 1257-1269. doi:10.1111/j.1752-1688.2007.00108.x
- Kasahara, T., & Hill, A. (2007b). Instream restoration: Its effects on lateral stream-subsurface water exchange in urban and agricultural streams in Southern Ontario. *River Resources Applications*, 23, 801-814. doi:10.1002/rra.1010
- Kasahara, T., & Wondzell, S. (2003). Geomorphic controls on hyporheic exchange flow in mountain streams. *Water Resources Research*, 39(1), 1005. doi:10.1029/2002WR001386
- Kasahara, T., Datry, T., Mutz, M., & Boulton, A. (2009). Treating causes not symptoms: Restoration of surface-groundwater interactions in rivers. *Marine and Freshwater Resources*, 60, 976-981.
- Käser, D., Binley, A., Heathwaitz, A., & Krause, S. (2009). Spatio-temporal variation of hyporheic flow in a riffle-step-pool sequence. *Hydrological Processes*, 23, 2138-2149. doi:10.1002/hyp.7317
- Kelleher, C., Wagener, T., McGlynn, B., Ward, A., Gooseff, M., & Payn, R. (2013). Identifiability of transient storage model parameters along a mountain stream. *Water Resources Research*, 49, 5290-5306. doi:10.1002/wrcr.20413
- Keller, G. V., & Frischknecht, F. C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. New York: Pergamon Press.
- Kenma, A., Vanderborght, J., Kulesa, B., & Vereecken, H. (2002). Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, 125-146.
- Kim, B., Jackman, A., & Triska, F. (1992). Modeling biotic uptake by periphyton and transient hyporheic storage of nitrate in a natural stream. *Water Resources Research*, 28, 2743-2752. doi:10.1029/92WR01229

- Kim, H., Hemond, H., Krumholz, L., & Cohen, B. (1995). In-situ biodegradation of toluene in a contaminated stream: Part 1. Field studies. *Environmental Science and Technology*, 29(1), 108-116. doi:10.1021/es00001a014
- Kimball, B. A., Broshears, R. E., Bencala, K. E., & McKnight, D. M. (1994). Coupling of hydrologic transport and chemical-reactions in a stream affected by acid-mine drainage. *Environmental Science and Technology*, 28(12), 2065-2073.
- Kirchner, J. W., Feng, X., & Neal, C. (2000). Fractal stream chemistry and its implications for contaminant transport in catchments. *Nature*, 403, 524-527. doi:10.1038/3500053
- Koch, K., Wenninger, J., Uhlenbrook, S., & Bonell, M. (2009). Joint interpretation of hydrological and geophysical data: electrical resistivity tomography results from a process hydrological research site in the Black Forest Mountains; Germany. *Hydrological Processes*, 23(10), 1501-1513. doi:10.1002/hyp.7275
- Kollet, S. J., & Maxwell, R. M. (1945-958). Integrated surface-groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources*, 29(7), 2006.
- Kowalsky, M. B., Chen, J., & Hubbard, S. S. (2006). *Joint inversion of geophysical and hydrological data for improved subsurface characterization*. Berkeley: Lawrence Berkeley National Laboratory.
- Krause, S., Blume, T., & Cassidy, N. J. (2012). Investigating patterns and controls of groundwater upwelling in a lowland river by combining fibre-optic distributed temperature sensing with observations of vertical hydraulic gradients. *Hydrology and Earth Systems Science*, 16, 1775-1792. doi:10.5194/hess-16-1775-2012
- Krause, S., Boano, F., Cuthbert, M. O., Fleckenstein, J. H., & Lewandowski, J. (2014). Understanding process dynamics at aquifer-surface water interfaces. An introduction to the special section on new modeling approaches and novel experiments technologies. *Water Resources Research*, 50, 1847-1855. doi:10.1002/2013WR014755
- Krause, S., Hannah, D. M., & Blume, T. (2011). Interstitial pore-water temperature dynamics across a pool-riffle sequence. *Ecohydrology*, 4(4), 549-563.
- Krause, S., Heathwaite, L., Binley, A., & Keenan, P. (2009). Nitrate concentration changes at the groundwater-surface water interface of a small Cumbrian River. *Hydrological Processes*, 23, 2195-2211. doi:10.1002/hyp.7213
- LaBrecque, D. J., & Yang, X. (2001). Difference inversion of electrical resistivity tomography (ERT) data - a fast inversion method for 3-D in-situ monitoring. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 6(2), 83-89.
- Landmeyer, J. E., Bradley, P. M., Trego, D. A., Hale, K. G., & Haas, J. E. (2010). MTBE, TBA and TAME attenuation in diverse hyporheic zones. *Ground Water*, 48, 30-41. doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00608.x
- Larsen, L. G., Harvey, J. W., & Maglio, M. M. (2014). Dynamic hyporheic exchange at intermediate time scales: Testing the relative importance of evapotranspiration and flood pulses. *Water Resources Research*, 50, 318-335. doi:10.1002/2013WR04195
- Lautz, L. K. (2010). Impacts of nonideal field conditions on vertical water velocity estimates from streambed temperatures time series. *Water Resources Research*, 46, W01509. doi:10.1029/2009WR007917

- Lautz, L. K. (2012). Observing temporal patterns of vertical flux through streambed sediments using time-series analysis of temperature records. *Journal of Hydrology*, 464-465, 199-215.
- Lautz, L. K., & Fanelli, R. (2008). Seasonal biogeochemical hotspots in the streambed around restoration structures. *Biogeochemistry*, 91(1), 85-104.
- Lautz, L. K., Siegel, D. I., & Bauer, R. L. (2006). Impact of debris dams on hyporheic interaction along a semi-arid stream. *Hydrological Processes*, 20(1), 183-196. doi:10.1002/hyp.5910
- Lawrence, J. E., Skold, M. E., Hussain, F. A., Silverman, D. R., Resh, V. H., Sedlak, D. L., . . . McCray, J. E. (2013). Hyporheic zone in urban streams: A review and opportunities for enhancing water quality and improving aquatic habitat by active management. *Environmental and Engineering Science*, 30(8), 480-501. doi:10.1089/ees.2012.0235
- Lewandowski, J., Angermann, L., Nützmänn, G., & Fleckenstein, J. H. (2011). A heat pulse technique for the determination of small-scale flow directions and flow velocities in the streambed and sand-bed streams. *Hydrological Processes*, 25, 3244-3255. doi:10.1002/hyp.8062
- Liao, Z., & Cirpka, O. A. (2011). Shape-free interference of hyporheic traveltime distribution from synthetic conservative and "smart" tracer tests in streams. *Water Resources Research*, 47, W07510. doi:10.1029/2010WR009927
- Liao, Z., Lemke, D., Osenbrück, K., & Cirpka, O. A. (2013). Modeling and inverting reactive stream tracers undergoing two-site sorption and decay in the hyporheic zone. *Water Resources Research*, 49, 3406-3422. doi:10.1002/wrcr.20276
- Loheide, S. P., & Lundquist, J. D. (2009). Snowmelt-induced diel fluxes through the hyporheic zone. *Water Resources Research*, 45, W07404. doi:10.1029/2008WR007329
- Loke, M. H. (2013). *Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo softwares.
- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996). Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, 44(3), 499-523. doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00162.x
- Loke, M. H., Dahlin, T., & Rucker, D. F. (2014b). Smoothness-constrained time-lapse inversion of data from 3-D resistivity surveys. *Near Surface Geophysics*, 12, 5-24.
- Loke, M. H., Wilkinson, P. B., Chambers, J. E., & Strutt, M. (2014a). Optimized array for 2-D cross-borehole electrical tomography surveys. *Geophysical Prospecting*, 62, 172-189.
- Malcolm, A., Soulsby, C., & Youngson, A. F. (2006). High-frequency logging technologies reveal state-dependent hyporheic process dynamics: Implications for hydroecological studies. *Hydrological Processes*, 20, 615-622.
- Malcolm, A., Soulsby, C., Youngson, A. F., & Hannah, D. M. (2005). Catchment-scale controls on groundwater-surface water interactions in the hyporheic zone: Implications for salmon embryo survival. *River Research Applications*, 21, 977-989.
- Marion, A., & Zaramella, M. (2005). A residence time model for stream-subsurface exchange of contaminants. *Acta Geophysica Polonica*, 53(4), 527.
- Marion, A., Bellinello, M., Guymer, I., & Packman, I. (2002). Effect of bedform geometry on the penetration of nonreactive solutes into a streambed. *Water Resources Research*, 38(10), 1209. doi:10.1029/2001WR000264

- Marion, A., Packman, A. I., Zaramella, M., & Bottacin-Busolin, A. (2008a). Hyporheic flows in stratified beds. *Water Resources Research*, *44*, W09433. doi:10.1029/2007WR006079
- Marion, A., Zaramella, M., & Bottacin-Busolin, A. (2008b). Solute transport in rivers with multiple storage zones: The STIR model. *Water Resources Research*, *44*, W10406. doi:10.1029/2008WR007037
- Marion, A., Zaramella, M., & Packman, A. I. (2003). Parameter estimation of the transient storage model for stream-subsurface exchange. *Journal of Environmental Engineering-ASCE*, *129*(5), 456-463. doi:10.1061/(ASCE)0733-9372(2003)129:5(456)
- Marklund, L., & Wörman, A. (2011). The use of spectral analysis-based exact solutions to characterize topography-controlled groundwater flow. *Hydrogeology Journal*, 1-13. doi:10.1007/s10040-011-0768-4
- Marzadri, A., Tonina, D., & Bellin, A. (2011). A semianalytical three-dimensional process-based model for hyporheic nitrogen dynamics in gravel bed rivers. *Water Resources Research*, *47*, W11518. doi:10.1029/2011WR010583
- Marzadri, A., Tonina, D., & Bellin, A. (2013b). Effects of stream morphodynamics on hyporheic zone thermal regime. *Water Resources Research*, *49*(4), 2287-2302. doi:10.1002/wrcr.20199
- Marzadri, A., Tonina, D., Bellin, A., Vignoli, G., & Tubino, M. (2010). Semianalytical analysis of hyporheic flow induced by alternate bars. *Water Resources Research*, *46*, W07531. doi:10.1029/2009WR008285
- McClain, M. E., & et al. (2003). Biogeochemical hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems. *Ecosystems*, *6*(4), 301-312. doi:10.1007/s10021-003-0161-9
- McKnight, D. M., Runkel, R. L., Tate, C. M., Duff, J. H., & Moorhead, D. L. (2004). Inorganic N and P dynamics of Antarctic glacial meltwater streams as controlled by hyporheic exchange and benthic autotrophic communities. *Journal of North America Benthological Society*, *23*(2), 171-188.
- Mermillod-Blondin, F., Simon, L., Maazouzi, C., Foulquier, A., Delolme, C., & Marmonier, P. (2015). Dynamics of dissolved organic carbon (DOC) through stormwater basins designed for groundwater recharge in urban area: Assessment of retention efficiency. *Water Research*, *81*, 27-37. doi:10.1016/j.waters.2015.05.031
- Mertes, L. A. (1997). Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains. *Water Resources Research*, *33*, 1749-1762. doi:10.1029/97WR00658
- Mitchell, V., Knight, R., & Pidlisecky, A. (2010). Inversion of time-lapse electrical resistivity imaging data for monitoring infiltration. *The Leading Edge*, *30*(2), 140-144. doi:10.1190/1.3555323
- Molina-Giraldo, N., Bayer, P., Blum, P., & Cirpka, O. A. (2011). Propagation of seasonal temperature signals into an aquifer upon bank infiltration. *Ground Water*, *49*(4), 491-502.
- Monego, M., Cassiani, G., Deiana, R., Putti, M., Passadore, G., & Altissimo, L. (2010). Tracer test in a shallow heterogeneous aquifer monitored via time-lapse surface ERT. *Geophysics*, *75*(4), 61-73.
- Mulholland, P. J., & et al. (2008). Stream denitrification across biomes and its response to anthropogenic nitrate loading. *Nature*, *452*, 202-206. doi:10.1038/nature06686
- Mulholland, P. J., Marzolf, E. R., Webster, J. R., Hart, D. R., & Hendricks, S. P. (1997). Evidence that hyporheic zones increase heterotrophic metabolism and phosphorus uptake in forest streams. *Limnology and Oceanography*, *42*(3), 443-451.

- Musgrave, D. L., & Reeburgh, W. S. (1982). Density-driven interstitial water motion in sediments. *Nature*, 299(5881), 331-334.
- Nagorski, S., & Moore, J. (1999). Arsenic mobilization in the hyporheic zone of a contaminated stream. *Water Resources Research*, 35(11), 3441-3450. doi:10.1029/1999WR900204
- Neilson, B. T., Chapra, S. C., Stevens, D. K., & Bandaragoda, C. (2010a). Two-zone transient storage modeling using temperature and solute data with multiobjective calibration: 1. Temperature. *Water Resources Research*, 46, W12520. doi:10.1029/2009WR008759
- Neilson, B. T., Stevens, D. K., Chapra, S. C., & Bandaragoda, C. (2010b). Two-zone transient storage modeling using temperature and solute data with multiobjective calibration: 2. Temperature and solute. *Water Resources Research*, 46, W12521. doi:10.1029/2009WR008759
- Newbold, J. D., Elwood, J. W., O'Neil, R. V., & Sheldon, A. L. (1983). Phosphorus dynamics in a woodland stream ecosystem-A study of nutrient spiraling. *Ecology*, 64(5), 1249-1265.
- Newbold, J. D., Thomas, S. A., Mindshall, G. W., Cushing, C. E., & Georgian, T. (2005). Deposition, benthic residence, and resuspension of fine organic particles in a mountain stream. *Limnology and Oceanography*, 50(5), 1571-1580.
- Nogaro, G., Datry, T., Mermillod-Blondin, F., Foulquier, A., & Montuelle, B. (2013). Influence of hyporheic zone characteristics on the structure and activity of microbial assemblages. *Freshwater Biology*, 58(12), 2567-2583.
- Nordin, C. F., & Troutman, B. M. (1980). Longitudinal dispersion in rivers: The persistence of skewness in observed data. *Water Resources Research*, 16(1), 123-128. doi:10.1029/WR16i001p00123
- Nowinski, J. D., Cardenas, M. B., Lightbody, A. F., Swanson, T. E., & Sawyer, A. H. (2012). Hydraulic and thermal response of groundwater-surface water exchange to flooding in an experimental aquifer. *Journal of Hydrology*, 472, 184-192.
- Nyquist, J. E., Freyer, P. A., & Toran, L. (2008). Stream bottom resistivity tomography to map ground-water discharge. *Ground Water*, 46(4), 561-569.
- Nyquist, J. E., Toran, L., Fang, A. C., Ryan, R. J., & Rosenberry, D. O. (2010). Tracking tracer breakthrough in the hyporheic zone using time-lapse DC resistivity, Crabby Creek, Pennsylvania. *Proceedings of the Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*.
- O'Connor, B. L., & Hondzo, M. (2008). Enhancement and inhibition of denitrification by fluid-flow and dissolved oxygen flux to stream sediments. *Environmental and Science Technology*, 42(1), 119-125.
- O'Connor, B. L., Hondzo, M., & Harvey, J. W. (2010). Predictive modeling of transient storage and nutrient uptake. *Journal of Hydraulic Engineering*, 136(12).
- Oldenborger, G. A., Knoll, M. D., Routh, P. S., & LaBrecque, D. J. (2007a). Time-lapse ERT monitoring of an injection-withdrawal experiment in a shallow unconfined aquifer. *Geophysics*, 72, 177-187.
- Oldenborger, G. A., Routh, P. S., & Knoll, M. D. (2007b). Model reliability for 3D electrical resistivity tomography: application of the volume of investigation to a time-lapse monitoring experiment. *Geophysics*, 72, 167-175.
- Olivar, A., de Lime, L., & Sharma, M. M. (1990). A grain conductivity approach to shaly sandstones. *Geophysics*, 45, 403-416.

- Orghidan, T. (1959). Ein Lebensraum des unterirdischen Wassers: Der hyporheische Biotop. *Archiv für Hydrobiologie*, 55, 392-414.
- Orlando, L., & Renzi, B. (2013). Time-lapse monitoring of DNAPL in a controlled cell. *Near Surface Geophysics*, 11, 129-142.
- Packman, A. I., & Brooks, N. H. (1995). Colloidal particle exchange between stream and stream bed in a laboratory flume. *Marshes and Freshwater Resources*, 46(1), 233-236.
- Packman, A. I., & Brooks, N. H. (2001). Hyporheic exchange of solutes and colloids with moving bed forms. *Water Resources Research*, 37(10), 2591-2605. doi:10.1029/2001WR000477
- Packman, A. I., & MacKay, J. S. (2003). Interplay of stream-subsurface exchange, clay particle deposition and streambed evolution. *Water Resources Research*, 39(4), 1097-2007. doi:10.1029/2002WR001432
- Packman, A. I., Brooks, N. H., & Morgan, J. J. (2000a). A physicochemical model for colloid exchange between a stream and a sand streambed with bed forms. *Water Resources Research*, 36, 2351-2361. doi:10.1029/2000WR900059
- Packman, A. I., Brooks, N. H., & Morgan, J. J. (2000b). Kaolinite exchange between a stream and streambed: Laboratory experiments and validation of a colloid transport model. *Water Resources Research*, 36(8), 2363-2372. doi:10.1029/2000WR900058
- Packman, A. I., Mashfigus, S., & Zaramella, M. (2004). Hyporheic exchange with gravel beds: Basic hydrodynamic interactions and bedform-induced advective flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(7), 647-656.
- Painter, S. L., & et al. (2016). Integrated surface/subsurface permafrost thermal hydrology: Model formulation and proof-of-concept simulations. *Water Resources Research*, 52(8), 6062-6077.
- Palumbo-Roe, B., Wragg, J., & Banks, V. J. (2012). Lead mobilization in the hyporheic zone and river bank sediments of a contaminated stream: Contribution to diffuse pollution. *Journal of Soils Sediments*, 12(10), 1633-1640.
- Peterson, E. W., & Sickbert, T. B. (2006). Stream water bypass through a meander neck, laterally extending the hyporheic zone. *Hydrogeology Journal*, 14(8), 1443-1451.
- Pidlisecky, A., Haber, E., & Knight, R. (2007). RESINVM3D: A 3D resistivity inversion package. *Geophysics*, 72(4), 177-187.
- Pinder, G. F., & Sauer, S. P. (1971). Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. *Water Resources Research*, 7(1), 63-70. doi:10.1029/WR007i001p00063
- Pollock, D., & Cirpka, O. A. (2008). Temporal moments in geochemical monitoring of salt-tracer experiments. *Water Resources Research*, 44(12), W12416. doi:10.1029/2008WR007014
- Pollock, D., & Cirpka, O. A. (2010). Fully coupled hydrogeophysical inversion of synthetic salt tracer experiments. *Water Resources Research*, 46(7), W07501.
- Pollock, D., & Cirpka, O. A. (2012). Fully coupled hydrogeophysical inversion of a laboratory salt tracer experiment monitored by Electrical Resistivity Tomography. *Water Resources Research*, 48(1), W01505. doi:10.1029/2011WR010779

- Poole, G. C., Stanford, J. A., Running, S. W., & Frissell, C. A. (2006). Multiscale geomorphic drivers of groundwater flow paths: Subsurface hydrologic dynamics and hyporheic habitat diversity. *Journal of North American Benthological Society*, 25(2), 288-303.
- Ren, J., & Packman, A. I. (2002). Effects of backgroundwater composition on stream-subsurface exchange of sub-micron colloids. *Journal of Environmental Engineering*, 128(16), 624-634.
- Ren, J., & Packman, A. I. (2004a). Modeling of simultaneous exchange of colloids and sorbing contaminants between streams and streambeds. *Environmental Science and Technology*, 38(10), 2901-2911.
- Ren, J., & Packman, A. I. (2004b). Stream-subsurface exchange on zinc in the presence of silica and kaolinite. *Environmental Science and Technology*, 38(24), 6571-6581.
- Ren, J., & Packman, A. I. (2005). Coupled stream-subsurface exchange of colloidal hematite and dissolved zinc, copper and phosphate. *Environmental Science and Technology*, 39(17), 6387-6394.
- Revelli, R., Boano, F., Camporeale, C., & Ridolfi, L. (2008). Intra-meander hyporheic flow in alluvial rivers. *Water Resources Research*, 44, W12428. doi:10.1029/2008WR007081
- Richardson, C. P., & Parr, D. (1988). Modified Fickian model for solute uptake by runoff. *Journal of Environmental Engineering*, 114(4), 792-809.
- Rigon, R., Bertoldi, G., & Over, T. M. (2006). GEOtop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3), 371-388.
- Rubin, Y., & Hubbard, S. S. (2006). *Hydrogeophysics*. Springer.
- Ruehl, C. R., Fisher, A. T., Los Huertos, M., Wankel, S. D., Wheat, C. G., Kendall, C., . . . Shennan, C. (2007). Nitrate dynamics within the Pajaro River, a nutrient-rich, losing stream. *Journal of American Benthological Society*, 26(2), 191-206.
- Runkel, R. L. (2010). *One-Dimensional Transport With Equilibrium Chemistry (OTEQ)-A reactive Transport Model for Streams and Rivers*. Reston: USGS.
- Runkel, R. L., Bencala, K. E., Broshears, R. E., & Chapra, S. C. (1996a). Reactive solute transport in streams: 1. Development of an equilibrium based model. *Water Resources Research*, 32, 409-418. doi:10.1029/95WR03106
- Runkel, R. L., Kimball, B. A., McKnight, D. M., & Bencala, K. E. (1999). Reactive solute transport in streams: A surface complexation approach for tracer metal sorption. *Water Resources Research*, 35, 3829-3840. doi:10.1029/1999WR900259
- Runkel, R. L., McKnight, D. M., Bencala, K. E., & Chapra, S. C. (1996b). Reactive solute transport in streams: 2. Simulation of a pH modification experiment. *Water Resources Research*, 32, 419-430. doi:10.1029/95WR03107
- Rutherford, J. C., Boyle, J. D., Elliott, A. H., Hatherell, T. V., & Chiu, T. W. (1995). Modeling benthic oxygen-uptake by pumping. *Journal of Environmental Engineering-ASCE*, 121(1), 84-95.
- Rutherford, J. C., Latimer, G. J., & Smith, R. K. (1993). Bedform mobility and benthic oxygen-uptake. *Water Resources Research*, 27(10), 1545-1558.
- Rysgaard, S., Risgaard-Petersen, N., Sloth, N. P., Jensen, K., & Nielsen, L. P. (1994). Oxygen regulation of nitrification and denitrification in sediments. *Limnology and Oceanography*, 39(7), 1643-1652.

- Saenger, N., Kitanidis, P. K., & Street, R. L. (2005). A numerical study of surface-subsurface exchange processes at a riffle-pool pair in the Lahn River, Germany. *Water Resources Research*, *41*, W12424. doi:10.1029/2004WR003875
- Salehin, M., Packman, A. I., & Paradis, M. (2004). Hyporheic exchange with heterogeneous streambeds: Laboratory experiments and modeling. *Water Resources Research*, *40*, W11504. doi:10.1029/2003WR002567
- Sawyer, A. H., & Cardenas, M. B. (2009). Hyporheic flow and residence time distributions in heterogeneous cross-bedded sediment. *Water Resources Research*, *45*, W08406. doi:10.1029/2008WR007632
- Sawyer, A. H., Cardenas, M. B., & Buttles, J. (2011). Hyporheic exchange due to channel-spanning logs. *Water Resources Research*, *47*, W08502. doi:10.1029/2010WR010484
- Sawyer, A. H., Cardenas, M. B., & Buttles, J. (2012). Hyporheic temperature dynamics and heat exchange near-channel-spanning logs. *Water Resources Research*, *48*, W01529. doi:10.1029/2011WR011200
- Sawyer, A. H., Kaplan, L. A., Lazareva, O., & Michael, H. A. (2014). Hydrologic dynamics and geochemical responses within a floodplain aquifer and hyporheic zone during Hurricane Sandy. *Water Resources Research*, *50*, 4877-4892. doi:10.1002/2013WR015101
- Schmid, B. H. (1995). On the transient storage equation for longitudinal solute transport in open channels: Temporal moments accounting for the effects of first-order decay. *Journal of Hydraulic Research*, *33*(5), 595-610.
- Schmidt, C., Bayer-Raich, M., & Schirmer, M. (2006). Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. *Hydrology and Earth System Science*, *10*, 849-859.
- Schomberg, C., Schmidt, C., Kalbus, E., & Fleckenstein, J. H. (2010). Simulating the effects of geologic heterogeneity and transient boundary conditions on streambed temperatures-Implications for temperature-based water flux calculations. *Advances in Water Resources*, *33*(11), 1309-1319.
- Scott, D. T., Gooseff, M. N., Bencala, K. E., & Runkel, R. L. (2003). Automated calibration of a stream solute transport model: Implication for interpretation of biogeochemical parameters. *Journal of North American Benthological Society*, *22*(4), 492-510.
- Selker, J. S., Thévenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., van de Giesen, N., . . . Parlange, M. B. (2006). Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, *42*, W12202. doi:10.1029/2006WR005326
- Sheibley, R. W., Jackman, A. P., Duff, J. H., & Triska, F. J. (2003). Numerical modeling of coupled nitrification-denitrification in sediment perfusion cores from the hyporheic zone of the Shingobee River, MN. *Advances in Water Resources*, *26*(9), 977-987.
- Shimizu, Y., Tsujimoto, T., & Nakagawa, H. (1990). Experiment and microscopic modeling of flow in highly permeable porous medium under free-surface flow. *Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering*, *8*(1), 69-78.
- Shope, C. L., Constantz, J. E., Cooper, C. A., Reeves, D. M., Pohl, G., & McKay, W. A. (2012). Influence of a large fluvial island, streambed, and stream bank on surface water-groundwater fluxes and water table dynamics. *Water Resources Research*, *48*, W06512. doi:10.1029/2011WR011564

- SIARCE. (2015). *Réalisation d'un état initial sur le bief du moulin de la Grande Roue en prévision d'un test long de rétablissement de la continuité écologique N°14-153-V2 Rapport définitif.*
- Singha, K., & Gorelick, S. M. (2005). Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: field scale spatial moment analysis. *Water Resources Research*, 41(5), W05023.
- Singha, K., & Gorelick, S. M. (2006). Effects of spatially variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law. *Geophysics*, 71, G83.
- Singha, K., Pidlisecky, A., Day-Lewis, F. D., & Gooseff, M. N. (2008). Electrical characterization of non-Fickian transport in groundwater and hyporheic system. *Water Research*, 44, W00D07. doi:10.1029/2008WR007048
- Slater, L. D., & Sandberg, S. K. (2000). Resistivity and induced polarization monitoring of salt transport under natural hydraulic gradients. *Geophysics*, 65(2), 408-420.
- Slater, L. D., Ntarlagiannis, D., Day-Lewis, F. D., Mwakanyamale, K., Versteeg, R. J., Ward, A., . . . Lane Jr., J. W. (2010). Use of electrical imaging and distributed temperature sensing methods to characterize surface water-groundwater exchange regulating uranium transport at the Hanford 300 Area, Washington. *Water Resources Research*, 46, W10533. doi:10.1029/2010WR009110
- Slater, L., Binley, A. M., Versteeg, R., Cassiani, G., Birken, R., & Sandberg, S. (2002). A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, 49(4), 211-229.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water/ The state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10, 52-67.
- Soulsby, C., Malcolm, I. A., Tetzlaff, D., & Youngson, A. F. (2009). Seasonal and inter-annual variability in hyporheic water quality revealed by continuous monitoring in a salmon spawning stream. *River Research and Application*, 25, 1304-1319. doi:10.1002/rra.1241
- Stanford, J. A., & Ward, J. V. (1988). The hyporheic habitat of river ecosystems. *Nature*, 335, 64-66. doi:10.1038/335064a0
- Stanford, J., & Gonser, T. (1998). Rivers in the landscape: Riparian and groundwater ecology. *Freshwater Biology*, 40(3), 401-401.
- Stewart, R. J., Wollheim, W. M., Gooseff, M. N., Briggs, M. A., Jacobs, J. M., Peterson, B. J., & Hopkinson, C. S. (2011). Separation of river network-scale nitrogen removal among the main channel and two transient storage compartments. *Water Resources Research*, 47, W00J10. doi:10.1029/2010WR009896
- Stonedahl, S. H., Harvey, J. W., & Packman, A. I. (2013). Interactions between hyporheic flow produced by streammeanders, bars, and dunes. *Water Resources Research*, 9, 5450-5461. doi:10.1002/wrcr.20400
- Stonedahl, S. H., Harvey, J. W., Detty, J., Aubeneau, A., & Packman, A. I. (2012). Physical controls and predictability of stream hyporheic flow evaluated with a multi-scale model. *Water Resources Research*, 48, W10513. doi:10.1029/2011WR011582
- Stonedahl, S. H., Harvey, J. W., Wörman, A., Salehin, M., & Packman, A. I. (2010). A multiscale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. *Water Resources Research*, 46, W12539. doi:10.1029/2009WR008865

- Storey, R. G., Howard, K. W., & Williams, D. D. (2003). Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, 39(2), 1034. doi:10.1029/2002WR001367
- Storey, R. G., Howard, K. W., & Williams, D. D. (2003). Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, 39(2), 1034. doi:10.1029/2002WR001367
- Swanson, T. E., & Cardenas, M. B. (2010). Diel heat transport within the hyporheic zone of a pool-riffle-pool sequence of a losing stream and evaluation of models for fluid flux estimation using heat. *Limnology and Oceanography*, 55(4), 1741-1754.
- Swanson, T. E., & Cardenas, M. B. (2011). Ex-stream: A MATLAB program for calculating fluid flux through sediment-water interfaces based on steady and transient temperatures profiles. *Computing Geosciences*, 1664-1669.
- Szeftel, P., Dan Moore, R., & Weiler, M. (2011). Influence of distributed flow losses and gains on the estimation of transient storage parameters from stream tracer experiments. *Journal of Hydrology*, 396(3-4), 277-291.
- Thackston, E. L., & Schnelle, K. B. (1970). "Predicting effects of dead zones on stream mixing. *Journal of the Sanitary Engineering Division-ASCE*, 96, 319-331.
- Therrien, R., & Sudicky, E. A. (1996). Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media. *Journal of Contaminant Hydrology*, 23(1), 1-44.
- Thibodeaux, L. J., & Boyle, J. D. (1987). Bedform-generated convective transport in bottom sediment. *Nature*, 341-343.
- Tockner, K., Malard, F., & Ward, J. V. (2000). An extension of the flood pulse concept. *Hydrological Processes*, 14, 2861-2883.
- Tonina, D. (2012). Surface water and streambed sediment interactions: The hyporheic exchange. *Fluid Mechanics of Environmental Interfaces*, 255-294.
- Tonina, D., & Buffington, J. M. (2007). Hyporheic exchange in gravel bed rivers with pool-riffle morphology: Laboratory experiments and three-dimensional modeling. *Water Resources Research*, 43, W01421. doi:10.1029/2005WR004328
- Tonina, D., & Buffington, J. (2009a). Hyporheic exchange in mountain rivers. I: Mechanics and environmental effects. *Geography Compass*, 3. doi:10.1111/j.1749-8198.2009.00226.x
- Tonina, D., & Buffington, J. M. (2011). Effects of stream discharge, alluvial depth and bar amplitude on hyporheic flow in pool-riffle channels. *Water Resources Research*, 47, W08508. doi:10.1029/2010WR009140
- Toran, L., Hughes, B., & Nyquist, J. (2012b). Using hydrogeophysics to monitor change in hyporheic flow around stream restoration structures. *Environmental and Engineering Geoscience*, 18(1), 83-97.
- Toran, L., Nyquist, J. E., Fang, A. C., Ryan, R. J., & Rosenberry, D. O. (2012a). Observing lingering hyporheic storage using electrical resistivity variations around stream restoration structures, Crabby Creek, PA. *Hydrological Processes*, 27, 1411-1425.

- Toth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68, 4795-4812. doi:10.1029/JZ068i016p04795
- Trauth, N., Schmidt, C., Maier, U., Vieweg, M., & Fleckenstein, J. H. (2013). Coupled 3D stream flow and hyporheic flow model under varying stream and ambient groundwater flow conditions in a pool-riffle system. *Water Resources Research*, 49, 5834-5850. doi:10.1002/wrcr.20442
- Trigg, M. A., Michaelides, K., Neal, J. C., & Bates, P. D. (2013). Surface water connectivity dynamics of a large extreme flood. *Journal of Hydrology*, 505, 138-149.
- Triska, F., Kennedy, V., Avanzino, R. J., Zellweger, G., & Bencala, K. (1989). Retention and transport of nutrient in a 3rd-order stream in northwestern California-Hyporheic processes. *Ecology*, 70(6), 1893-1905.
- Tyler, S. W., Selker, J. S., Hausner, M. B., Hatch, C. E., Torgersen, T., Thodal, C. E., & Schladow, S. G. (2009). Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. *Water Resources Research*, 45, W00D23. doi:10.1029/2008WR007052
- Ulusoy, I., Dahlin, T., & Bergman, B. (2015). Time-lapse electrical resistivity tomography of a water infiltration test on Johannishus Esker, Sweden. *Hydrogeology Journal*, 23(3), 551-566. doi:10.1007/s10040-014-1221-2
- Valentine, E., & Wood, I. (1979). Experiments in longitudinal dispersion with dead zones. *Journal of the Hydraulic Divisions American Society of Civil Engineering*, 105, 999-1016.
- Valett, H. M., Fisher, S. G., Grimm, N. B., & Camill, P. (1994). Vertical hydrologic exchange and ecological stability of a desert stream ecosystem. *Ecology*, 75, 548-560.
- Valett, H. M., Morrice, J. A., Dahm, C. N., & Campana, M. E. (1996). Parent lithology, groundwater-surface water exchange and nitrate retention in headwater streams. *Limnology and Oceanography*, 41, 333-345.
- Verley, F., Brunson, F., Verjus, P., & Cholez, M. (2003). *Nappe de Beauce-Piézométrie hautes eaux 2002*. Orléans: DIREN.
- Vervier, P., Gibert, J., Marmonier, P., & Dole-Olivier, M.-J. (1992). A perspective on the permeability of the surface freshwater-groundwater ecotone. *Journal of the North American Benthological Society*, 11, 93-102.
- Viessmann, W., & Lewis, G. L. (1996). *Introduction to Hydrology*. University of Florida.
- Vogt, T., Schirmer, M., & Cirpka, O. A. (2012). Investigating riparian groundwater close to a losing river using diurnal temperature oscillations at high vertical resolution. *Hydrology and Earth Science System Science*, 16(2), 473-487. doi:10.5194/hess-16-473-2012
- Vogt, T., Schneider, P., Hahn-Woernie, L., & Cirpka, O. A. (2010). Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. *Journal of Hydrology*, 380(1-2), 154-164.
- Voltz, T., Gooseff, M., Ward, A. S., Singha, K., Fitzgerald, M., & Wagener, T. (2013). Riparian hydraulic gradient and stream-groundwater exchange dynamics in steep headwater valleys. *Journal of Geophysical Research and Earth Surface*, 118, 953-969. doi:10.1002/jgrf.20074
- Von Gunten, H., & Lienert, C. (1993). Decreased metal concentrations in ground-water caused by controls of phosphate emissions. *Nature*, 364, 220-222.

- Wagner, B. J., & Gorelick, S. M. (1987). Optimal groundwater quality management under parameter uncertainty. *Water Resources Research*, 23(7), 1162-1174. doi:10.1029/WR023i007p01162
- Wagner, B. J., & Harvey, J. W. (1997). Experimental design for estimating parameters of rate-limited mass transfer: Analysis of stream tracer studies. *Water Resources Research*, 33, 1731-1741.
- Ward, A. S. (2016). The evolution and state of interdisciplinary hyporheic research. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 83-103.
- Ward, A. S., Gooseff, M. N., & Johnson, P. A. (2011). How can subsurface modifications to hydraulic conductivity be designed as stream restoration structures? Analysis of Vaux's conceptual models to enhance hyporheic exchange. *Water Resources Research*, W08512. doi:10.1029/2010WR010028
- Ward, A. S., Gooseff, M. N., & Singha, K. (2010a). Characterizing hyporheic processes-interpretation of electrical geophysical data in coupled stream-hyporheic zone systems during solute tracer studies. *Advances in Water Resources*, 33, 1320-1330.
- Ward, A. S., Gooseff, M. N., & Singha, K. (2010b). Imaging hyporheic zone solute transport using electrical resistivity. *Hydrologic Processes*, 24, 948-953. doi:10.1002/hyp.7672
- Ward, A. S., Gooseff, M. N., & Singha, K. (2013b). How does subsurface characterization affect simulation of hyporheic exchange? *Ground Water*, 51(1), 14-28.
- Ward, A. S., Gooseff, M. N., Fitzgerald, M., Voltz, T. J., & Singha, K. (2014). Spatially distributed characterization of hyporheic solute transport during baseflow recession in a headwater mountain stream using electrical geophysical imaging. *Journal of Hydrology*, 517, 362-377. doi:10.1029/2011WR011461
- Webster, I. T., Norquay, S. J., Ross, F. C., & Wooding, R. A. (1996). Solute exchange by convection within estuarine sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 42(2), 171-183.
- Weill, S., Mouche, E., & Patin, J. (2009). A generalized Richards equation for surface/subsurface flow modelling. *Journal of Hydrology*, 366(1-4), 9-20.
- Westhoff, M. C., Gooseff, M. N., Bogaard, T. A., & Savenije, H. H. (2011a). Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream. *Water Resources Research*, 47, W10508. doi:10.1029/2010WR009767
- Westhoff, M. C., Savenije, H. H., Luxemburg, W. M., Stelling, G. S., van de Giesen, N. C., Selker, J. S., . . . Uhlenbrook, S. (2011b). A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology and Earth System Science*, 15(10), 1469-2007.
- White, D. S. (1993). Perspectives on defining and delineating hyporheic zones. *Journal of North America Benthological Society*, 12, 61-69.
- White, D., & Hendricks, S. (2002). Lotic macrophytes and surface-subsurface exchange processes. *Ground Water*, 40(3), 309-316.
- Wilkinson, P. B., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., Gunn, D. A., Ogilvy, R. D., & Kuras, O. (2010). Predicting the movements of permanently installed electrodes on an active landslide using time-lapse geoelectrical resistivity data only. *Geophysical Journal International*, 183, 543-556.
- Wilkinson, P. B., Uhlemann, S., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., & Loke, M. H. (2015). Development and testing of displacement inversion to track electrode movements on 3-D electrical resistivity tomography monitoring grids. *Geophysical Journal International*, 200(3), 1566-1581. doi:10.1093/gji/ggu483

- Williams, D., & Hynes, H. (1974). Occurrence of benthos deep in substratum of a stream. *Freshwater Biology*, 4(3), 233-255.
- Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L., & Alley, W. M. (1988). Ground water and surface water-A single resources. *U.S. Geol. Surv. Circular*, 1139.
- Woessner, W. W. (2000). Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water*, 38(3), 423-429.
- Wondzell, S. M. (2006). Effect of morphology and discharge on hyporheic exchange flows in two small stream in the Cascade Mountains of Oregon, USA. *Hydrological Processes*, 20(2), 267-287.
- Wondzell, S. M., & Swanson, F. J. (1996a). Seasonal and storm dynamic of the hyporheic zone of a 4th-order mountain stream. I. Hydrologic processes. *Journal of American Benthological Society*, 15(1), 3-19.
- Wondzell, S. M., Gooseff, M. N., & McGlynn, B. L. (2010). An analysis of alternative conceptual models relating hyporheic exchange flow to diel fluctuations in discharge during baseflow recession. *Hydrological Processes*, 24, 686-694.
- Woolhiser, D. A. (1975). *Simulation of unsteady overland flow*. Water Resources Publications.
- Wörman, A. (1998). Analytical solution and timescale for transport of reactive solutes in rivers and streams. *Water Resources Research*, 34, 2703-2716. doi:10.1029/98WR01338
- Wörman, A., & Wachniew, P. (2007). Reach scale and evaluation methods as limitation for transient storage properties in streams and rivers. *Water Resources Research*, 43, W10405. doi:10.1029/2006WR005808
- Wörman, A., Forsman, J., & Johansson, H. (1998). Modeling retention of sorbing solutes in streams based on tracer experiment using Cr-51. *Journal of Environmental Engineering-ASCE*, 124(2), 122-130.
- Wörman, A., Marklund, L., Xu, S., & Dverstorp, B. (2007b). Impact of repository depth on residence times for leaking radionuclides in land-based surface water. *Acta Geophysica*, 55(1), 73-84.
- Wörman, A., Packman, A. I., & Jonsson, K. (2002). Effect of flow-induced exchange in hyporheic zones on longitudinal transport of solutes in stream and rivers. *Water Resources Research*, 38(1), 1001. doi:10.1029/2001WR000769
- Wörman, A., Packman, A. I., Marklund, L., Harvey, J. W., & Stone, S. H. (2006). Exact three-dimensional spectral solution to surface-groundwater interactions with arbitrary surface topography. *Geophysical Research Letters*, 33, L07402. doi:10.1029/2006GL025747
- Wörman, A., Packman, A. I., Marklund, L., Harvey, J., & Stone, S. H. (2007a). Fractal topography and subsurface water flows from fluvial bed forms to the continental shield. *Geophysical Research Letters*, 34, L07402. doi:10.1029/2007GL029426
- Wroblicky, G. J., Campana, M. E., Valett, H. M., & Dahm, C. N. (1998). Seasonal variations in surface-subsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems. *Water Resources Research*, 34, 317-328. doi:10.1029/97WR03285
- Xie, Y., Cook, P. G., & Simmons, C. T. (2016). Solute transport processes in flow-event driven stream-aquifer interaction. *Journal of Hydrology*, 538, 363-373.

- Yeh, T.-C. J., Liu, S., Glass, R. J., Baker, K., Brainard, J. R., Alumbaugh, D., & LaBrecque, D. (2002). A geostatistically based inverse model for electrical resistivity surveys and its applications to vadose zone hydrology. *Water Resources Research*, 38(12), 1278. doi:10.1029/2001WR001204
- Zaramella, M. A., Packman, A. I., & Marion, A. (2003). Application of the transient storage model to analyze advective hyporheic exchange with deep and shallow sediment beds. *Water Resources Research*, 39(7), 1198. doi:10.1029/2002WR001344
- Zaramella, M., Marion, A., & Packman, A. I. (2006). Applicability of the transient storage model to the hyporheic exchange of metals. *Journal of Contaminant Hydrology*, 84(1-2), 21-35.
- Zarnetske, J. P. (2009). Resazurin as a "smart" tracer for investigating hyporheic biogeochemical processes. *2009 Portland GSA Annual Meeting*.
- Zarnetske, J. P., Gooseff, M. N., Bowden, B., Greenwald, M. J., Brosten, T. R., Bradford, J. H., & McNamara, J. P. (2008). Influence of morphology and permafrost dynamics on hyporheic exchange in arctic headwater streams under warming climat conditions. *Geophysical Research Letters*, 35, L02501. doi:10.1029/2007GL032049
- Zhou, J., Revil, A., Karaoulis, M., Hale, D., Doetsch, J., & Cuttler, S. (2014). Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, 197, 292-309.
- Zlotnik, V. A., Ward, A. S., Harvey, J. W., Lautz, L. K., Rosenberry, D. O., & Brunner, P. (2016). Groundwater-surface water interactions. *Handbook of Groundwater Engineering 3rd*, 1400.

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1-1 : Visualisation de l'interaction entre les différents domaines menant à la définition de la zone hyporhéique (d'après Zlotnik et al., 2016).</i>	15
<i>Figure 1-2: Exemple d'un modèle conceptuel où la zone hyporhéique est définie séparément de la zone de stockage temporaire de l'eau de surface au niveau des berges (d'après Stewart et al., 2011).</i>	16
<i>Figure 1-3 : Nombre d'articles publiés dans la revue Water Resources Research, d'après la base de données ISI de Web of Science, contenant les mots "hyporheic" (en rouge) et "transient storage" (en bleu) de 1995 à 2013 (Cardenas, 2015).</i>	17
<i>Figure 1-4 : Présentation de la zone hyporhéique dans sa dimension multi-échelle et tridimensionnelle (d'après Stonedahl et al., 2010).</i>	18
<i>Figure 1-5 : Schéma récapitulatif des principaux processus étudiés au sein de la zone hyporhéique.</i>	22
<i>Figure 1-6 : Présentation des différentes échelles d'études pour la zone hyporhéique ; a) l'échelle du bassin versant, b) l'échelle de la rivière, c) l'échelle des sédiments (Boulton et al., 2003).</i>	24
<i>Figure 1-7 : Représentation schématique d'un modèle de distribution des flux au sein de la zone hyporhéique en fonction d'une série de conditions hydrogéologiques, dont les flux ascendants provenant des eaux souterraines (d'après Cardenas et Wilson, 2007b).</i>	25
<i>Figure 1-8 : Schéma de la modification à différentes échelles de la topographie sur la charge hydraulique. h_s représente la charge à échelle locale et h_L la charge à l'échelle plus large. La charge hydraulique totale h_T dans les sédiments de rivière est donc la somme de la charge suivant la topographie locale et la variation de la surface de l'eau suivant la pente de la rivière.</i>	26
<i>Figure 1-9 : Exemple d'une étude sur l'évolution de la température en zone hyporhéique par rapport au débit et à la température de la rivière (Soulsby et al., 2009).</i>	30
<i>Figure 1-10 : Exemple de profil de tomographie électrique réalisé sous une rivière (a) et sensibilité du modèle proposé (b) (d'après Cardenas et Markowski, 2011).</i>	32
<i>Figure 1-11 : Exemple de courbes de percées obtenues pour différents modèles de rétention au sein de la zone hyporhéique, sous la forme d'une loi exponentielle (Aubeneau et al., 2015).</i>	34
<i>Figure 1-12 : Représentation schématique des structures de rides et de dunes du lit de la rivière (d'après Boulton et al., 2010).</i>	36
<i>Figure 2-1 : Présentation de quelques gammes de résistivités électriques mesurées pour les principales formations géologiques présentes sur le site d'étude.</i>	41
<i>Figure 2-2 : Exemple de géométrie utilisée pour une mesure de résistivité électrique à l'aide de 4 électrodes.</i>	43
<i>Figure 2-3 : Schéma récapitulatif d'une séquence d'acquisition pour un profil 2D. Les niveaux de mesures n sont définis pour chaque valeur de a.</i>	44
<i>Figure 2-4 : Représentation de la configuration d'électrodes pour le dispositif Wenner. Comme vu précédemment, les électrodes de courant sont notées C alors que les électrodes de potentiel portent la lettre P. a est l'espacement, k est le facteur géométrique (Loke, 2013).</i>	45
<i>Figure 2-5 : Profil de sensibilité obtenu avec une configuration Wenner (Loke, 2013). Les distances sont exprimées en mètres.</i>	45
<i>Figure 2-6 : Représentation de la configuration d'électrodes pour le dispositif Dipôle-dipôle. Cette fois les électrodes de courant et de potentiel, toujours notées C et P, sont distantes d'un multiple de leur propre espacement α, n étant un entier (Loke, 2013).</i>	46
<i>Figure 2-7 : Profil de sensibilité obtenu pour une configuration Dipôle-dipôle (Loke, 2013). Les distances sont exprimées en mètres.</i>	46
<i>Figure 2-8 : Schéma récapitulatif de la séquence d'acquisition, inversion et traitement des données de résistivité électrique.</i>	49
<i>Figure 2-9 : Résultats obtenus après inversion du modèle homogène avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.</i>	51

Figure 2-10 : Résultats obtenus après inversion du modèle homogène comprenant une tranche d'eau de 40 centimètres et d'une résistivité de 17 Ω m au-dessus des électrodes avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.	53
Figure 2-11 : Résultats après inversion du modèle homogène comprenant une topographie. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2	54
Figure 2-12 : Comparaison entre les valeurs théoriques de résistivité apparente calculées pour un modèle homogène infini (150 Ω m) et les valeurs issues de la modélisation directe avec le logiciel R2, en incluant une topographie. Les résultats sont exprimés en % de différence par rapport à la valeur théorique attendue. De gauche à droite : Dipôle R2, Wenner R2.	55
Figure 2-13 : Résultats obtenus après inversion d'un modèle homogène comprenant une topographie et une tranche d'eau similaires aux conditions observées sur le terrain, avec le logiciel R2. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.....	56
Figure 2-14 : Comparaison entre les valeurs de résistivité apparente du modèle homogène théorique et les valeurs obtenues via le logiciel R2. Une topographie et une tranche d'eau sont incluses. De gauche à droite : Dipôle R2, Wenner R2.	56
Figure 2-15 : Présentation de la géométrie du modèle hétérogène. En bleu foncé la zone à 10 Ω m représentant le lit de la rivière, en turquoise la zone à 40 Ω m pour les sédiments constituant l'aquifère et en rouge les remblais à 150 Ω m.	58
Figure 2-16 : Résultats obtenus après inversion pour le modèle hétérogène avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.	59
Figure 2-17 : Résultats obtenus après inversion pour le modèle hétérogène en présence d'une tranche d'eau à 17 Ω m et 40 centimètres d'épaisseur avec les logiciels Res2dInv et R2. De haut en bas : Dipôle Res2dInv, Dipôle R2, Wenner Res2dInv, Wenner R2.....	60
Figure 2-18 : Résultats obtenus après inversion avec le logiciel R2 pour le modèle hétérogène comprenant une topographie. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.	61
Figure 2-19 : Résultats obtenus après inversion avec le logiciel R2 pour le modèle hétérogène comprenant une topographie et une tranche d'eau de 40 centimètres et de résistivité à 17 Ω m. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.....	62
Figure 2-20 : Résultats obtenus après inversion avec le logiciel R2 pour le modèle hétérogène après avoir enlevé la zone de faible résistivité sous la rivière. De haut en bas : Dipôle R2, Wenner R2.	63
Figure 2-21 : Exemple de la répartition des mesures de résistivité apparente sur une échelle logarithmique en fonction de la profondeur pour deux profils réalisés sur le terrain. Le profil du haut correspond à un profil en configuration Wenner, et le profil du bas correspond à un profil en configuration Dipôle.	66
Figure 3-1 : Localisation du Bassin-versant de l'Essonne.	70
Figure 3-2 : Illustration de l'envasement du lit de l'Essonne suite à la régulation du débit par un barrage (photographie prise en 2013 par le SIARCE).	71
Figure 3-3 : Vue de l'ouvrage du Moulin de la Grande Roue avant et après abaissement des clapets automatiques (Photographies fournies par le SIARCE).	72
Figure 3-4 : Evolution de la cote de l'Essonne avant et après l'ouverture des clapets du Moulin de la Grande Roue (données fournies par le SIARCE). La date d'abaissement des clapets est indiquée par une flèche.	73
Figure 3-5 : Profil en long de l'Essonne réalisé par le SIARCE. En bleu sont représentées les cotes de la rivière entre Trousseau et Boutigny-sur-Essonne. En marron est représenté le fond du lit de la rivière.	74
Figure 3-6 : Carte géologique du bassin versant de l'Essonne.....	76
Figure 3-7 : Log lithostratigraphique du système aquifère de la Beauce, représentant les différents faciès et leurs noms. D'après les données du BRGM (BRGM, 1994).	77
Figure 3-8 : Exemple d'une cressonnière alimentée par un forage.	79
Figure 3-9 : Evolution de la cote piézométrique de la nappe de Beauce au cours des dernières décennies et variations plus récentes enregistrées à Ballancourt-sur-Essonne (source : banque de données en ligne ADES). .	80
Figure 3-10 : Carte piézométrique de la nappe de Beauce en basses eaux, réalisée en 1994 (données BRGM, 1994).	82

<i>Figure 3-11 : Carte piézométrique de la craie, située sous la nappe de Beauce, réalisée en 1994 en période de basses eaux (données BRGM, 1994).</i>	83
<i>Figure 3-12 : Carte piézométrique de la nappe de Beauce en période de hautes eaux réalisée en 2002 (données BRGM, Verley, 2002).</i>	84
<i>Figure 3-13 : Présentation des profils retenus pour mesurer les gradients hydrauliques de la nappe de Beauce sur les différentes cartes piézométriques. En haut les cartes de la Beauce et la craie de 1994 et en bas la carte de la Beauce de 2002. (Données BRGM).</i>	85
<i>Figure 3-14 : Températures mensuelles minimales, moyennes et maximales mesurées à la station de Courdimanche-sur-Essonne en 2015.</i>	86
<i>Figure 3-15 : Pluviométrie mensuelle sur les années 2014 et 2015 à la station de Courdimanche-sur-Essonne.</i>	87
<i>Figure 3-16 : Évolution des débits moyens mensuels de l'Essonne et de ses affluents.</i>	88
<i>Figure 3-17 : Compilation des mesures des isotopes stables des pluies à Orsay et comparaison entre la droite météorologique mondiale (DMM) et la droite météorologique locale (DML) issue de la régression linéaire sur les données.</i>	89
<i>Figure 3-18 : Diagramme de Piper des échantillons d'eau de nappe au sein du bassin versant de l'Essonne. Les données de la banque en ligne ADES sont représentées par les ronds roses "Beauce". Les autres échantillons présentés sont tous issus de campagnes de terrain effectuées pendant la thèse.</i>	90
<i>Figure 3-19 : Diagramme de Schöeller représentant la géochimie des eaux souterraines, selon les anions et les cations majeurs. Les données de la nappe de Beauce sont issues de la banque en ligne ADES. Les autres échantillons sont des données issues de prélèvements effectués durant la thèse.</i>	91
<i>Figure 3-20 : Diagramme de Piper des eaux de surface et comparaison avec les eaux souterraines du bassin versant. Les points rouges représentent les mesures effectuées en juillet 2015 et les points beiges les mêmes mesures réalisées en novembre 2015.</i>	94
<i>Figure 3-21 : Diagramme de Schöeller des échantillons prélevés dans l'Essonne en juillet (haut) et novembre (bas) 2015. Deux points de mesure dans les tourbes et la nappe de Beauce sont représentés pour comparer la minéralisation des eaux de surface avec les eaux souterraines.</i>	95
<i>Figure 3-22 : Récapitulatif des profils en long des concentrations en éléments majeurs entre l'amont et l'aval pour l'Essonne et ses affluents.</i>	99
<i>Figure 3-23 : Carte d'occupation des sols au sein du territoire de la nappe de Beauce (source : www.eduterre.ens-lyon.fr).</i>	99
<i>Figure 3-24 : Carte de localisation des sources de pollution des sols et des stations d'épuration collectives au sein du territoire de la nappe de Beauce (source : www.eduterre.ens-lyon.fr).</i>	100
<i>Figure 3-25 : Carte de la concentration en nitrates sur le territoire de la nappe de Beauce (source : www.eduterre.ens-lyon.fr).</i>	100
<i>Figure 3-26 : Données des isotopes stables des échantillons prélevés sur l'Essonne et dans les formations superficielles. Les droites météorologiques mondiale (DMM) et locale (DML) sont indiquées.</i>	101
<i>Figure 3-27 : Profils en long des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène de l'amont vers l'aval de l'Essonne.</i>	102
<i>Figure 4-1 : Représentation de l'île Ambart. La zone sans vase sous la forme d'une butte au fond du lit de la rivière est représentée par des hachures. Les forages sont représentés par des étoiles, le profil ERT par une ligne rouge.</i>	104
<i>Figure 4-2 : Vues du site de l'île Ambart en février 2015. En haut à gauche, vue depuis l'aval de l'île et la confluence entre les deux bras. En haut à droite, vue de l'amont de l'île. En bas, vue de la passerelle au-dessus du bras droit, où est située la zone d'étude.</i>	105
<i>Figure 4-3 : Schémas des trois logs effectués en 2005 sur le site de l'île Ambart (données issues du rapport BS consultants pour le SIARCE, Guzik, 2005).</i>	106
<i>Figure 4-4 : Comparaison entre les relevés géologiques issus des sondages et la topographie de la rivière du bras droit de l'Essonne au niveau de l'île Ambart.</i>	108
<i>Figure 4-5 : Photographie du barrage anthropique créé sous la rivière.</i>	108

<i>Figure 4-6 : Cartes postales anciennes de la ville de Courdimanche-sur-Essonne montrant les anciennes passerelles (à gauche) et l'île Ambart (à droite) (source : https://www.delcampe.net).</i>	109
<i>Figure 4-7 : Profils de tomographie électrique réalisés sur le site de l'île Ambart en mai 2015.</i>	110
<i>Figure 4-8 : Mise en relation entre les relevés lithologiques et le profil électrique réalisé sur le site de l'île Ambart.</i>	110
<i>Figure 4-9 : Photographie de l'un des piézomètres placés en aval de la zone d'étude, sous la passerelle.</i>	111
<i>Figure 4-10 : Photographie de l'un des tubes de prélèvements multi-niveaux et zoom sur l'une des extrémités des tubes où est fixé un rhizon.</i>	112
<i>Figure 4-11 : Mise en place du système à l'aide d'un marteau-manchon. À droite, vue des tubes une fois installés au fond de la rivière.</i>	112
<i>Figure 4-12 : Schéma de l'un des tubes de prélèvements multi-niveaux.</i>	113
<i>Figure 4-13 : Représentation schématique de la répartition des isopièzes sous une rivière lorsque la nappe alimente la rivière dans le cas d'un milieu perméable et homogène.</i>	114
<i>Figure 4-14 : Calibration des capteurs de pression au laboratoire et mise en place des capteurs dans une boîte étanche. L'une des extrémités est reliée à la rivière, l'autre à un tube inséré dans le sédiment. En bas, vue des capteurs une fois installés au fond du lit de la rivière.</i>	114
<i>Figure 4-15 : Diagramme de Piper des eaux issues de la zone hyporhéique et de l'Essonne sur le site de l'île Ambart et comparaison avec les eaux de la nappe de Beauce.</i>	115
<i>Figure 4-16 : Diagramme de Schöeller des eaux issues de la zone hyporhéique, la nappe de Beauce et l'Essonne sur le site de l'île Ambart et à d'autres endroits du bassin versant.</i>	116
<i>Figure 4-17 : Évolution des principaux paramètres physico-chimiques et concentrations en éléments majeurs et isotopes stables en fonction de la profondeur dans la zone hyporhéique lors de deux campagnes de terrain en avril 2015. Les valeurs minimales et maximales observées dans la nappe de Beauce sont représentées en pointillés roses. Le dispositif P1, prélevé les 14 et 21 avril, est représenté par les courbes vertes et bleues. Le dispositif P2, prélevé uniquement le 14 avril, est représenté en rouge lorsque les informations sont disponibles.</i>	119
<i>Figure 4-18 : Schéma récapitulatif des principales réactions biogéochimiques ayant lieu au sein de la zone hyporhéique sur notre site d'étude.</i>	120
<i>Figure 4-19 : Évolution des isotopes stables dans la rivière et au sein de la zone hyporhéique sur le site de l'île Ambart.</i>	121
<i>Figure 4-20 : Répartition des mesures isotopiques réalisées sur le site de l'île Ambart et comparaison avec la droite météorique mondiale (DMM) et locale (DML), ainsi que des échantillons issus des différentes formations présentes sur le terrain.</i>	121
<i>Figure 4-21 : Suivi des hauteurs d'eau dans la rivière sur le site de l'île Ambart dans les piézomètres de rivière en amont et en aval de la zone d'étude entre avril et mai 2015.</i>	122
<i>Figure 4-22 : Résultats obtenus pour les capteurs de pression différentielle installés dans la zone hyporhéique par rapport à la cote de l'Essonne sur le site de l'île Ambart durant la crue de mai 2015. La correction de température n'est pas appliquée (variation inférieure à 2°C).</i>	123
<i>Figure 4-23 : Profils verticaux de la concentration de certains éléments chimiques dans la zone hyporhéique lors de la crue de mai 2015. Les prélèvements ont été effectués le 5 mai 2015. Un profil obtenu en avril 2015 est représenté en pointillés verts.</i>	124
<i>Figure 4-24 : Mesures des isotopes stables de l'eau dans la zone hyporhéique lors de la crue de mai 2015. Les prélèvements ont été effectués le 5 mai 2015. Un profil d'avril est représenté en pointillés verts.</i>	124
<i>Figure 5-1 : Localisation des différents dispositifs installés sur le site pour le suivi de l'expérience du barrage du 18 au 22 mai 2015.</i>	128
<i>Figure 5-2 : Détail des mesures réalisées sur le site de l'île Ambart pendant l'expérience de barrage.</i>	129
<i>Figure 5-3 : Suivi des paramètres physiques de la rivière mesurés par les sondes CTD en amont et en aval de la zone d'étude : en haut, évolution de la cote de l'eau mesurée en amont et en aval, au centre, évolution de la conductivité et en bas, évolution de la température. Ces deux derniers paramètres ne présentent pas de différence notable d'une sonde à l'autre, et seule l'une des deux courbes a été représentée.</i>	130

<i>Figure 5-4 : Évolution de la concentration mesurée dans le dispositif P1 en chlorures, sulfates et nitrates lors des trois premiers jours de l'expérience, durant l'abaissement du barrage.</i>	<i>132</i>
<i>Figure 5-5 : Évolution de la concentration mesurée dans le dispositif P1 en chlorures, sulfates et nitrates lors des deux derniers jours de l'expérience, après la remontée du barrage.</i>	<i>133</i>
<i>Figure 5-6 : Évolution de la concentration mesurée dans le dispositif P2 en chlorures, sulfates et nitrates lors de la remontée du barrage.</i>	<i>134</i>
<i>Figure 5-7 : Calcul de la profondeur maximale de la zone hyporhéique à partir des concentrations en chlorures et sulfates mesurées au sein du dispositif P1.</i>	<i>135</i>
<i>Figure 5-8 : Mesures des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène en fonction de la profondeur dans le dispositif P1 lors de l'abaissement du niveau du barrage.</i>	<i>135</i>
<i>Figure 5-9 : Mesures des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène en fonction de la profondeur dans le dispositif P1 après la remontée du niveau du barrage.</i>	<i>136</i>
<i>Figure 5-10 : Champs de résistivité obtenus selon le profil ERT 1 lors de l'expérience du barrage après inversion des données en configuration Dipôle et Wenner.</i>	<i>139</i>
<i>Figure 5-11 : Expression des résultats du premier profil en termes de différences de résistivité par rapport au jour 1 en configurations Dipôle et Wenner.</i>	<i>140</i>
<i>Figure 5-12 : Présentation schématique de la géométrie de la berge rive droite, où des cavités partiellement remplies d'eau peuvent s'être formées.</i>	<i>141</i>
<i>Figure 5-13 : Résultats obtenus sur le profil ERT 2 sur l'expérience du barrage en configurations Dipôle et Wenner après inversion des données.</i>	<i>142</i>
<i>Figure 5-14 : Résultats obtenus en différences sur le profil ERT 2 durant l'expérience du barrage en configuration Dipôle et Wenner.</i>	<i>143</i>
<i>Figure 5-15 : Résultats obtenus après inversion sur le profil ERT 3 en configurations Dipôle et Wenner durant l'expérience du barrage.</i>	<i>145</i>
<i>Figure 5-16 : Résultats obtenus en différences sur le profil ERT 3 en configurations Dipôle et Wenner durant l'expérience du barrage.</i>	<i>146</i>
<i>Figure 6-1 : Localisation des différents dispositifs installés sur le site pour le suivi de l'expérience de traçage.</i>	<i>150</i>
<i>Figure 6-2 : Vue de l'un des opérateurs en train de réaliser les mesures géochimiques. On aperçoit un piézomètre installé dans les sédiments de la rivière (avec le marquage vert) et équipé d'une rallonge en téflon pour le prélèvement d'eau. Sur la droite de l'image, on peut voir les rallonges en téflon reliées au dispositif P1 et équipées de seringues pour l'échantillonnage de l'eau. La ligne d'électrodes ERT 1 est visible le long du câble orange.</i>	<i>151</i>
<i>Figure 6-3 : Vue d'une électrode isolée reliée à sa connexion.</i>	<i>152</i>
<i>Figure 6-4 : Photographie des deux lignes électriques avec les connexions fixées hors de l'eau sur des cordes entre les deux berges.</i>	<i>152</i>
<i>Figure 6-5 : Vue de la cuve d'eau salée et de la rampe d'injection installée en amont de l'île Ambart.</i>	<i>153</i>
<i>Figure 6-6 : Détail des mesures réalisées sur le site de l'île Ambart pendant l'expérience de traçage du 1^{er} avril 2016.</i>	<i>154</i>
<i>Figure 6-7 : Évolution de la cote de la rivière, de la température et de la conductivité de la rivière en amont et aval de la zone d'étude du 30 mars au 1^{er} avril 2016. Pour la température, les données des deux sondes sont très proches, et seule la sonde amont a été représentée.</i>	<i>155</i>
<i>Figure 6-8 : Zoom sur l'augmentation de la conductivité dans la rivière lors de l'expérience de traçage du 1^{er} avril 2016.</i>	<i>156</i>
<i>Figure 6-9 : Exemple de profil vertical des vitesses mesurées le matin de l'expérience pour estimer le débit. ...</i>	<i>156</i>
<i>Figure 6-10 : Exemple du second graphique à intégrer représentant l'évolution des valeurs pour chaque profil vertical en m²/s en fonction de la distance à la berge. Les deux courbes indiquent deux types d'intégration possible, en noir l'intégration linéaire, en bleu l'intégration "smooth"</i>	<i>157</i>
<i>Figure 6-11 : Courbe de calibration en laboratoire de la concentration en sel en fonction de la conductivité de la solution pour l'échantillon d'eau prélevé sur le site d'étude.</i>	<i>158</i>
<i>Figure 6-12 : Évolution des hauteurs d'eau mesurées durant l'expérience de traçage.</i>	<i>159</i>

<i>Figure 6-13 : Bilan de masse exprimé en quantité cumulée de sel calculée à partir des courbes de percée des piézomètres de rivière Hypo 1 (amont) et Hypo 2 (aval).....</i>	<i>159</i>
<i>Figure 6-14 : Comparaison des mesures de conductivité effectuées en rivière lors de l'expérience de traçage. Pont : effectuées au niveau de la passerelle, AmD : Amont rive droite, AmG : Amont rive gauche, AvD : Aval rive droite, AvG : Aval rive gauche.</i>	<i>161</i>
<i>Figure 6-15 : Résultats de la sonde HORIBA placée dans l'Essonne au niveau de la passerelle pour mesurer le pH, la conductivité, l'oxygène dissous et le TDS au cours de l'expérience d'injection le 1^{er} avril 2016.</i>	<i>162</i>
<i>Figure 6-16 : Évolution temporelle de la conductivité mesurée dans le piézomètre ZH-30 cm installé à 30 cm de profondeur dans la zone hyporhéique, du 30 mars au 1^{er} avril 2016.</i>	<i>163</i>
<i>Figure 6-17 : Zoom sur la journée du 1^{er} avril 2016 pour l'évolution de la conductivité mesurée au sein du piézomètre ZH-30cm au sein de la zone hyporhéique.</i>	<i>164</i>
<i>Figure 6-18 : Diagramme de Piper permettant de comparer la minéralisation de l'eau issue du piézomètre ZH-30cm par rapport aux autres échantillons d'eaux prélevés dans le bassin versant de l'Essonne.</i>	<i>165</i>
<i>Figure 6-19 : Diagramme de Schöeller montrant le détail de l'analyse géochimique des échantillons du piézomètre in-situ ZH-30 cm (en rouge) et du piézomètre de bordure B 100 (en marron) à un mètre de profondeur. Cette dernière analyse n'a pas pu être effectuée en totalité et il manque donc les concentrations en ions HCO_3^- et CO_3^{2-}.</i>	<i>165</i>
<i>Figure 6-20 : Évolution temporelle de la concentration en chlorures dans le piézomètre ZH-30cm le jour de l'expérience d'injection.</i>	<i>166</i>
<i>Figure 6-21 : Profils verticaux de concentration en chlorures mesurée dans les échantillons prélevés dans le dispositif multi-niveaux durant l'expérience de traçage. Les temps indiqués sont ceux du début du prélèvement par rapport au début de l'injection de sel dans la rivière.</i>	<i>166</i>
<i>Figure 6-22 : Profils de référence ERT 1 (en haut) et ERT 2 (en bas) avant le début de l'injection.</i>	<i>168</i>
<i>Figure 6-23 : Profils time-lapse du suivi électrique sur le dispositif ERT 1 pendant et après la fin de l'injection. Sont indiqués pour chaque profil l'heure du lancement des mesures et le temps écoulé depuis le début de l'injection.</i>	<i>170</i>
<i>Figure 6-24 : Profils time-lapse du suivi électrique sur le dispositif ERT 2 pendant et après la fin de l'injection. Sont indiqués pour chaque profil l'heure du lancement des mesures et le temps écoulé depuis le début de l'injection.</i>	<i>171</i>
<i>Figure 7-1 : Représentation schématique du cycle de l'eau et du couplage entre les mailles de surface et du milieu poreux dans le modèle HydroGeoSphere (Aquanty Inc., 2013).</i>	<i>176</i>
<i>Figure 7-2 : Photographie de la cuve construite et utilisée lors de l'expérience de par Fox et al. (2014).</i>	<i>178</i>
<i>Figure 7-3 : Série de photographies de la pénétration de l'eau de surface colorée en bleu dans une dune selon la condition appliquée sous la cuve (neutre, drain ou apport) publiée par Fox et al. (2014).</i>	<i>179</i>
<i>Figure 7-4 : Représentation du maillage sur l'une des dunes (en haut) et présentation du maillage final avec une succession de dix dunes réparties suivant l'axe Y (en bas).</i>	<i>180</i>
<i>Figure 7-5 : Schéma récapitulatif des conditions aux limites imposées pour modéliser la dune en 2D.</i>	<i>183</i>
<i>Figure 7-6 : Évolution de la charge hydraulique au sein du modèle à dix dunes.</i>	<i>184</i>
<i>Figure 7-7 : Représentation des vecteurs vitesse au sein du modèle à dix dunes. Sur les images du haut, un zoom est effectué sur les dunes situées le plus en amont (à gauche) et en aval (à droite). Sur l'image du bas, seules les dunes centrales sont représentées.</i>	<i>185</i>
<i>Figure 7-8 : Représentation de la répartition du traceur au sein du modèle à dix dunes.</i>	<i>186</i>
<i>Figure 7-9 : Comparaison de l'effet du coefficient de diffusion (10^{-11}, 10^{-9} et 10^{-7} m^2/s) sur la répartition du traceur au sein du milieu poreux pour le modèle à dix dunes.</i>	<i>187</i>
<i>Figure 7-10 : Comparaison de l'effet du coefficient de dispersion longitudinal sur la répartition du traceur au sein du milieu poreux pour le modèle à dix dunes.</i>	<i>188</i>
<i>Figure 7-11 : Évolution de la hauteur de la lame d'eau dans le chenal en fonction de la distance à l'amont pour une condition aux limites de flux nodal (en bleu) et de charge (en rouge). À gauche le domaine de base et à droite le domaine agrandi sur 1000 m.</i>	<i>190</i>

<i>Figure 7-12 : Évolution de la hauteur d'eau dans le chenal d'amont en aval pour différentes configurations de pente de rivière et de conditions aux limites en amont sur le domaine de 1000 m. La zone d'intérêt du domaine est indiquée en bleu.</i>	<i>191</i>
<i>Figure 8-1 : Géométrie et maillage 3D du domaine de l'île Ambart.</i>	<i>195</i>
<i>Figure 8-2 : Vue en détail de la géométrie et du maillage 3D de la butte dans la rivière.</i>	<i>196</i>
<i>Figure 8-3 : Vue depuis l'amont du maillage avec la définition des trois couches.</i>	<i>197</i>
<i>Figure 8-4 : Position des différents piézomètres d'observation au sein du domaine.</i>	<i>198</i>
<i>Figure 8-5 : Carte des charges hydrauliques au sein du domaine avec une condition aux limites amont de charge imposée.</i>	<i>199</i>
<i>Figure 8-6 : Hauteur d'eau mesurée dans la rivière avec un domaine de 1 km de long et une condition aux limites de charge imposée sur le segment amont. La zone d'intérêt est indiquée en bleu et correspond à $0 \leq y \leq 115m$.</i>	<i>199</i>
<i>Figure 8-7 : Carte des charges hydrauliques au sein du domaine avec une condition aux limites de flux nodal imposé sur le segment amont.</i>	<i>200</i>
<i>Figure 8-8 : Hauteur d'eau mesurée dans la rivière sur le domaine de 1 km de long et une condition aux limites de flux nodal imposé sur le segment amont. La zone d'intérêt est indiquée en bleu et correspond à $0 \leq y \leq 115m$.</i>	<i>201</i>
<i>Figure 8-9 : Vue globale du domaine modélisé et des conditions aux limites. Ici, l'échelle selon Y n'est pas respectée (longueur totale de 1115 m) pour permettre de visualiser l'ensemble du domaine.</i>	<i>202</i>
<i>Figure 8-10 : Carte de répartition de la charge obtenue avec le modèle de base en régime permanent.</i>	<i>204</i>
<i>Figure 8-11 : Évolution de la hauteur d'eau simulée dans la rivière d'amont en aval avec le modèle de base en régime permanent.</i>	<i>205</i>
<i>Figure 8-12 : Aperçu de la répartition du traceur au sein du domaine sur le modèle de base.</i>	<i>205</i>
<i>Figure 8-13 : Vecteurs vitesse de l'écoulement selon une coupe 2D réalisée au milieu du chenal au niveau de la butte.</i>	<i>206</i>
<i>Figure 8-14 : Comparaison entre les données mesurées sur le terrain et les données issues du modèle en régime permanent. Les données du modèle présentées en rouge sont issues du piézomètre d'observation situé à 1 m de la berge.</i>	<i>206</i>
<i>Figure 8-15 : Évolution des charges en fonction de la profondeur dans les piézomètres de berge situés à 1 m et 30 m (A et B) et ceux situés à 1 et 2 m dans la rivière (C et D). Les courbes bleues, rouges et vertes représentent les résultats obtenus respectivement avec le maillage initial, un maillage 2 fois plus grossier en X et en Y, et un maillage 2 fois plus grossier en X, en Y et en Z.</i>	<i>207</i>
<i>Figure 8-16 : Champs des charges hydrauliques (à gauche) et de la hauteur d'eau (à droite) avec un coefficient de Manning de 0,09.</i>	<i>208</i>
<i>Figure 8-17 : Champs des charges hydrauliques (à gauche) et de la hauteur d'eau (à droite) avec un coefficient de Manning de 0,08.</i>	<i>209</i>
<i>Figure 8-18 : Comparaison des hauteurs d'eau calculées dans la rivière avec les deux coefficients de Manning. À gauche, le domaine total, à droite la zone d'étude.</i>	<i>209</i>
<i>Figure 8-19 : Champ de charge hydraulique obtenue avec une perméabilité de 10^{-6} m/s.</i>	<i>210</i>
<i>Figure 8-20 : Profil vertical de la charge calculée au niveau de la rivière (Piézo_rivière_2m) et de la berge à 30 m de la rivière (Piézo_berge_30m).</i>	<i>210</i>
<i>Figure 8-21 : Résultats du transport selon une coupe 2D réalisée au milieu du chenal au niveau de la butte pour une perméabilité de 5×10^{-5}, 10^{-5} et 10^{-6} m/s.</i>	<i>211</i>
<i>Figure 8-22 : Résultats du transport selon une coupe 2D réalisée au milieu du chenal au niveau de la butte sur une durée de 50 ans (à gauche) et 100 ans (à droite) avec une perméabilité de 10^{-5} (en haut) et 10^{-6} m/s (en bas).</i>	<i>211</i>
<i>Figure 8-23 : Champ de concentration après une période de 100 ans de transport avec un coefficient de dispersion longitudinal de 10^{-12} m.</i>	<i>212</i>
<i>Figure 8-24 : Comparaison des charges pour différentes pentes de nappe : 10^{-4}, $1,5 \times 10^{-4}$, 5×10^{-4} et 10^{-3}.</i>	<i>213</i>

<i>Figure 8-25 : Profils verticaux des charges sous la rivière, au centre du chenal, pour différentes valeurs de pentes de nappe : 10^{-4}, $1,5 \times 10^{-4}$, 2×10^{-4}, 5×10^{-4} et 10^{-3}.</i>	213
<i>Figure 8-26 : Représentation des vecteurs vitesse au niveau de la butte pour une pente de nappe de 10^{-4} (à gauche) et 10^{-3} (à droite).</i>	214
<i>Figure 8-27 : Présentation des charges sur le modèle de l'île Ambart pour une pente de rivière de 10^{-3} (à gauche) et 10^{-5} (à droite).</i>	215
<i>Figure 8-28 : Comparatif de la répartition du traceur au sein du modèle pour une pente de rivière de 10^{-3} (à gauche) et 10^{-5} (à droite).</i>	215
<i>Figure 8-29 : Charges obtenues en l'absence de butte dans la rivière : butte arasée depuis l'amont (à gauche) ou depuis l'aval (à droite).</i>	216
<i>Figure 8-30 : Concentration en traceur obtenue en l'absence de butte, dans le modèle plat amont (à gauche) et aval (à droite).</i>	217
<i>Figure 8-31 : Comparaison des profils verticaux en chlorure entre les données du terrain et les résultats du modèle sans la butte et dont les caractéristiques sont spécifiées dans le Tableau 8-4.</i>	218

Titre : Étude des flux à l'interface nappe-rivière. Apport de l'outil hydrogéophysique couplé à des mesures hydrodynamiques

Mots clés : hydrogéophysique, zone hyporhéique, tomographie de résistivité électrique, modélisation hydrogéologique

Résumé : Située à l'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines, la zone hyporhéique (ZH) est depuis maintenant plusieurs décennies considérée comme une zone cruciale pour la préservation des milieux aquatiques. Elle constitue souvent un indicateur fiable de la bonne qualité des eaux et une niche écologique primordiale pour de nombreuses espèces. Mais elle est aussi le lieu d'interaction entre deux masses d'eau de signature différente, ce qui conduit à la formation d'un milieu extrêmement fragile et siège d'un grand nombre de réactions biogéochimiques. L'objectif principal de cette thèse est de parvenir à une meilleure compréhension de la dynamique des échanges au sein de la zone hyporhéique. L'approche de cette problématique s'est faite sous un aspect innovant en couplant une démarche hydrogéologique "classique" à l'aide de mesures hydrodynamiques et géochimiques, et l'utilisation de la tomographie de résistivité électrique (ERT). Plusieurs campagnes de terrain ont été menées sur la rivière Essonne, choisie comme lieu d'expérimentation.

Différents outils de prélèvement et/ou de mesure ont été mis en place et un grand nombre de mesures à différentes périodes de l'année ont été réalisées. Des expériences assez techniques et innovantes de suivi d'un abaissement et relèvement de barrage, ainsi qu'un traçage artificiel au sel ont pu être effectués grâce à la collaboration avec le syndicat chargé de la gestion et l'aménagement d'une partie du réseau hydrographique de l'Essonne (SIARCE). En parallèle avec cette étude expérimentale, une maquette numérique 3D de la zone d'étude a été réalisée à l'aide du logiciel HydroGeoSphere. Des tests de sensibilité ont permis d'identifier les paramètres hydrodynamiques les plus importants et de quantifier leur impact sur la formation et l'évolution de la zone hyporhéique. Finalement, les premières simulations des expériences menées sur le terrain ont permis de confronter l'approche expérimentale et l'approche théorique.

Title : Water fluxes at the river/aquifer interface. Coupled study with hydrogeophysical and hydrodynamic tools.

Keywords : hydrogeophysics, hyporheic zone, electrical resistivity tomography, hydrogeological modeling

Abstract : The Hyporheic Zone (HZ) is located at the interface between surface water and groundwater. For several decades it is considered as a hotspot for the development of a rich aquatic environment in rivers. Its system is often considered as a reliable indicator for water quality and a primary ecological niche for many species. From a hydrological point of view, it is also the place of interaction between two distinct water bodies with different geochemical signatures. This place of mixing forms a very fragile equilibrium where many biogeochemical reactions can occur. The objective of this thesis is to reach a better understanding of mixing and water fluxes in a dynamic context within the hyporheic zone. An innovative method was used by coupling a "classic" hydrogeological approach with hydrodynamic and geochemical measurements with Electrical Resistivity Tomography (ERT). Several field campaigns were done on the Essonne river as experimental site.

A large number of measurements were done at various periods of the year and field equipment for water sampling and measurements were installed during these three years. Technical and innovative experiments were conducted such as a dam lowering and rising and an artificial salt tracer test in collaboration with the federation in charge of organization and management of the Essonne network. Finally, a 3D-model of the studied area was built with the HydroGeoSphere software. The main hydrodynamic parameters have been tested in order to understand their impact and their variation in a static or dynamic environment on the hyporheic system and its development. In addition, field experiments were reproduced to compare the experimental and theoretical approach.