



HAL
open science

Réserve régulatrice des aquifères et perturbations anthropiques: implications en termes de transferts d'eau, de carbone et de contaminants vers les rivières

Stéphane Binet

► To cite this version:

Stéphane Binet. Réserve régulatrice des aquifères et perturbations anthropiques: implications en termes de transferts d'eau, de carbone et de contaminants vers les rivières. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2018. tel-02167713

HAL Id: tel-02167713

<https://insu.hal.science/tel-02167713>

Submitted on 28 Jun 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.

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

HDR présentée par :
Stéphane Binet

Soutenue le : 21 février 2018

Discipline/ Spécialité : Sciences de l'Univers

Réserve régulatrice des aquifères et perturbations anthropiques: implications en termes de transferts d'eau, de carbone et de contaminants vers les rivières

RAPPORTEURS :

Luc Aquilina	Professeur, Université de Rennes
Alain Dassargue	Professeur, Université de Liège
Jérôme Gaillardet	Professeur, Institut de Physique du Globe de Paris

JURY:

Luc Aquilina	Professeur, Université de Rennes
Alain Dassargue	Professeur, Université de Liège
Jérôme Gaillardet	Professeur, Institut de Physique du Globe de Paris
Fatima Laggoun	Directrice de recherche, CNRS, Orléans
Nicolas Massei	Professeur, Université de Rouen
Anne Probst	Directrice de recherche, CNRS, Toulouse, Présidente du jury

Table des matières:

Table des matières

Table des matières:	2
Introduction :.....	5
1. Mon parcours : CV détaillé.....	7
Profil / compétences	7
Domaine de compétence	7
Applications.....	8
Diplôme	8
Distinction	8
Mobilité	8
Etapas principales de ma carrière :	9
Bilan de mes activités d'enseignement :	10
Programmes de recherche :	15
Expertises scientifiques :	16
Publications :	18
Communications internationales :	20
Vulgarisation scientifique :	23
2. Introduction : Capacité de stockage des eaux souterraines et perturbations anthropiques. ..	25
2.1. Réserves en eaux souterraines et perturbations anthropiques.....	25
2.2. Importance des échange d'eau entre la surface et le milieu souterrain	26
2.3. Le stockage transitoire ou la réserve régulatrice :	28
2.4. Rôle de la réserve régulatrice sur les flux biogéochimiques	29
2.5. Quels sont les liens entre réserve régulatrice et perturbations anthropiques ?	31
2.6. Karsts et tourbières, des hot spots des échanges d'eaux entre la surface et le milieu souterrain.....	32
3. Méthodes d'analyse des échanges entre eaux de surface et eaux souterraines:	34
3.1. Débitmétrie et piézométrie	34
3.2. Traçage artificiel	35
3.3. Traceurs environnementaux	36

3.4.	Quantifier les échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain	40
	<i>Modélisation des échanges eau à l'interface surface / souterrain</i>	<i>41</i>
	<i>Géométrie des réserves régulatrices</i>	<i>45</i>
4.	Mon apport à la compréhension de la dynamique de réserve régulatrice face aux activités anthropiques	46
4.1.	Les niveaux de base et la réserve régulatrice.....	46
4.2.	Franchir l'interface de la zone de stockage.....	47
	<i>Equilibres et rupture dans les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines</i>	<i>49</i>
4.3.	Stockage transitoire et saisonnalité des eaux de surface	51
4.4.	Evolution du stockage sur le long terme	53
4.5.	Conclusions partielles.....	54
5.	Quelques Implications en termes de transferts d'eau, de carbone et d'azote vers les rivières	56
5.1.	Contamination diffuse par l'agriculture, temps de séjour de l'eau et vulnérabilité	56
5.2.	Contamination atmosphérique, réchauffement climatique et flux de carbone inorganique	57
5.3.	Contamination par les matières organiques particulières des rivières.....	59
5.4.	Conclusions partielles.....	61
6.	Projet de recherche :	62
6.1.	Observer les flux sous contraintes	63
6.2.	Interactions entre carbone organique et inorganique dans la réserve régulatrice	65
6.3.	Analyse rétrospective des données : du pouvoir tampon des aquifères carbonatés à la reconstitution des dépôts atmosphériques.	66
6.4.	Réserve régulatrice : stockage ou déstockage des contaminants ?.....	66
6.5.	Une approche sur le long terme : identifier des indicateurs des flux de matières sur les 500 dernières années.....	67
6.6.	Modélisation multi-échelle pour quantifier le rôle des fonctionnalités écologiques de la réserve régulatrice impliquées dans les régulations des transferts d'eau, de carbone et d'azote dans les bassins versants.....	68
7.	Conclusion	70
8.	Liste des figures et des tableaux	71
9.	Bibliographie.....	74
10.	Sélection d'articles par thème.....	79
	Stockage transitoire à l'interface surface / souterrain :.....	80

Traceur environnementaux : développement méthodologique.	102
Vulnérabilité de la ressource en eau face aux contaminations	106
Résumé.....	108

Introduction :

Comprendre l'impact des changements climatiques et des activités humaines sur la qualité des eaux, nécessite de travailler à l'échelle des bassins versants, unité d'espace des flux d'eau et de matière qui circulent aux travers de l'atmosphère, du sol, de la zone-non saturée et des aquifères, ces compartiments sont désormais regroupés sous le terme de zone critique. Aujourd'hui, la compréhension du fonctionnement de cette zone critique et de ses réactions face aux perturbations climatiques et anthropiques est un enjeu majeur (Brantley et al., 2007). Dans cette zone, l'eau, principal agent de transport, est majoritairement stockée sous terre (30% des réserves d'eau douce continentale). À l'interface entre eaux de surface et eaux souterraines, se trouve la zone de mélange ou zone hyporhéique qui constitue une seconde rivière dont l'existence et la fonction sont largement méconnues. Ainsi comprendre le fonctionnement de la zone hyporhéique est essentiel, en particulier son rôle de réacteur biogéochimique en termes de flux et de stockage d'eau et de contaminants (Alley et al., 2002). Boulton et al. (1998) décrivent le rôle fondamental de cette zone dans le maintien des processus écologiques et dans la préservation de la biodiversité du cours d'eau. Les échanges nappes-rivières répondent à un principe assez simple qui implique que tout obstacle à l'écoulement du flux d'eau de surface provoque, si la perméabilité du milieu poreux le permet, des échanges à travers la zone hyporhéique (Triska et al., 1993).

Sous terre, l'existence de discontinuités permet à l'eau de surface d'être fortement connectée aux eaux souterraines. La notion de zone hyporhéique peut alors être étendue à tout secteur juxtaposant ces discontinuités. Cette zone étendue correspond à la réserve régulatrice. Ainsi, les tourbières, les aquifères karstiques, les milieux fracturés sont des systèmes à l'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines où les mélanges d'eau constituent un mécanisme primordial pour la compréhension des flux (de carbone ou de contaminants) traversant ces systèmes (Cardenas, 2008). La notion de discontinuité regroupe plusieurs types de réseaux nommés différemment en fonction du contexte : chenaux dans une tourbière, conduits en milieu karstique, fractures dans un massif fracturé instable.

Dans le fonctionnement de la zone critique, le milieu souterrain participe fortement à la régulation du cycle de l'eau. Il joue le rôle de tampon lors d'événements extrêmes, comme le soutien d'étiage, l'amortissement des crues ou sur le cycle des contaminants par effet de dilution ou de transformation et atténuation (dénitrification, pouvoir tampon etc...). Dans un contexte d'augmentation continue de des perturbations anthropiques, quel sera le rôle de ces eaux souterraines vis-à-vis des contaminations ? Zone tampon ou bombe à retardement?

Afin d'évaluer les mécanismes de rétroactions entre changements environnementaux et leurs conséquences sur les flux de matières, l'étude du fonctionnement hydrologique est crucial en particulier l'étude des processus d'échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain. Pour ce faire, des outils adaptés à l'échelle du bassin versant sont développés pour identifier et quantifier les échanges et les stockages d'eau entre ces deux milieux.

Ce mémoire d'habilitation à diriger des recherches s'organise selon le plan suivant :

Le premier chapitre dresse un bilan synthétique des différentes étapes de ma carrière, étapes qui m'ont conduit à travailler sur les eaux souterraines et à m'interroger sur les liens existant entre le stockage de ces eaux et les perturbations anthropiques. Ce chapitre présente ainsi mon investissement dans la formation, administration, animation et valorisation de la recherche dans ce domaine au cours des 15 dernières années.

Le second chapitre introduit, dans un premier temps, les concepts sur les capacités de stockage des eaux souterraines en particulier ceux de la réserve régulatrice et souligne leurs importances sur les flux biogéochimiques. Puis il s'attache à mettre en évidence les conséquences des changements d'utilisation des sols ou climatiques sur le fonctionnement des aquifères et leurs capacités de stockage.

Le troisième chapitre présente les méthodes d'analyse proposées pour aborder cette question : piézométrie, traceurs artificiels, environnementaux et indicateurs des perturbations environnementales ainsi que les stratégies d'échantillonnage des sites d'études.

Le quatrième chapitre illustre les résultats majeurs sur le lien entre réserve régulatrice et les perturbations anthropiques.

Le cinquième chapitre expose les implications de ces résultats en termes de vulnérabilité des aquifères aux pollutions diffuses et de flux de carbone dissous.

Le dernier chapitre discute des pistes de recherche à mettre en œuvre pour avancer sur cette problématique du lien entre capacités de stockage des eaux souterraines et anthropisation.

L'argumentaire développé ici s'appuie sur diverses références bibliographiques, en gras apparaissent les articles dont je suis co-auteur. Dans le chapitre méthodologique (3), les références à mon travail ne sont pas à considérer comme les articles fondateurs des méthodes présentées, mais plutôt comme des exemples d'applications réussies. Dans les chapitres des résultats (4 et 5), les articles cités sont censés apporter un éclairage original sur ce domaine de recherche.

1. Mon parcours :

1.1. CV détaillé

BINET Stéphane né le 07 /09/1979 à Besançon

37 ans - Marié - Permis B

Maître de Conférences

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

Ecole Polytechnique de l'Université d'Orléans

Adresse personnelle :

101 rue Saint Pierre

Estantens

31600 Muret

Adresse professionnelle :

Ecole Polytechnique de l'Université d'Orléans

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

UMR 6113 - CNRS/Université d'Orléans

Courriel : Stéphane.binet@univ-orleans.fr

Site web : <http://web.cnrs-orleans.fr/~webisto/pp/default.php>

Profil / compétences

Migration des contaminants à l'interface eaux de surface / eaux souterraines (ex : karst, milieu fracturé, tourbière)

- Cycle de l'eau - Hydrologie - Hydrogéologie - Géomorphologie
- Hydrochimie - Flux de matière - Erosion mécanique/chimique - Transport dissous
- Interactions eaux de surface /eaux souterraines – Flux de carbone organique et inorganique
- Traceurs artificiels et environnementaux, Cartographie, Analyse spatiale, Système d'information géographique, modélisation hydrogéologique

Domaine de compétence

- Mesure et observation : Instrumentation sur le terrain et en laboratoire en hydrologie et chimie des eaux (débits ADCP, Sonde CTD, analyses chimiques et isotopiques). Cartographie (SIG)
- Modélisation : écoulements en milieu poreux discontinu, approche multi-physique (Comsol); eaux souterraines (Modflow, Feflow); analyse spatiale, morphométrie et modèle de localisation optimal (ARC-GIS). Distribution des temps de séjour, transfert de masse et réactivité (PhreeqC, Scilab, R)

Applications

- Influence des dynamiques forestières sur l'hydrologie souterraine, (3 publications, responsable hydrologie du SO Tourbière de l'INSU ...)
- Mélange et qualité des eaux en milieu karstique (12 publications, projets en cours, responsable du site du Val d'Orléans pour le SO Karst de l'INSU)
- Stabilité des versants rocheux : altération chimique des versants instables (7 publications, thèse et post-doc)

Diplôme

- 2002-2006: Thèse en Co-tutelle entre **l'école polytechnique de Turin (Italie) et l'Université de Franche-Comté**

L'hydrochimie: marqueur de l'évolution à long terme des versants montagneux fracturés vers de grands mouvements de terrain. Application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et sur le versant de Rosone (Grand Paradis, Italie)

Directeurs: J.Mudry (UFR Besançon), Y. Guglielmi (Géosciences azur, Nice Sophia Antipolis) et C. Scavia (politecnico di Torino, Turin, Italie). Co-tutelle, Bourse Vinci.

- 2001-2002 : **D.E.A " Environnement, Santé et Société "**, mention bien UFR Sciences et Techniques de l'Université de Franche-Comté
- Construction d'un modèle hydrogéologique régional dans un environnement karstique méditerranéen. Application à la gestion des ressources en eau potable de la région de Toulon.
- 1999-2001 : **M.S.T. de géologie appliquée**, mention assez bien UFR Sciences et Techniques de l'Université de Franche-Comté

Distinction

- AGU 2005: **Outstanding student awards.**

Water sulphate concentration variability in fractured rock slopes: an instantaneous marker of deformation

Mobilité

- 2013-2016 – Détachement au CNRS, laboratoire d'Ecolab à Toulouse
- Septembre-décembre 2004 – Politecnico di Torino, Turin Italie. Thèse en co-tutelle.
- Juillet-septembre 2001 – Stage de Master Commission géologique du Canada, Québec (Canada). Réalisation de bilans hydriques pour caractériser les aquifères fracturés du Sud-Ouest du Québec.
- Terrain – Canada, Italie, Espagne, Suède, Burkina Faso...

1.2. Etapes principales de ma carrière :

1997 à 2001 : Mes études à Besançon

J'ai suivi un cursus de géologie à l'Université de Franche-Comté, suite à ma licence de géologie, j'ai obtenu une Maîtrise de Sciences et Technique en géologie appliquée, avec pour spécialité l'hydrogéologie et la géotechnique. Mes stages d'études m'ont conduit à travailler dans le domaine du génie civil chez Géotec à Dijon, puis dans le domaine de la recherche à l'institut national de la recherche scientifique à Québec.

Suite à ce stage de maîtrise, je me suis inscrit en DEA Environnement, Santé, société pour travailler sur les karsts méditerranéens de la région de Toulon. Durant ce DEA j'ai acquis les méthodes de traçage naturel des écoulements souterrains.

2002 à 2006 Une thèse entre Besançon, Nice et Turin

En 2002, j'ai obtenu une bourse du ministère pour travailler sur les relations entre les infiltrations d'eau et les glissements de terrain dans les massifs cristallins alpins. Grâce à une bourse Vinci pour la coopération Franco-italienne j'ai pu voyager entre Besançon, Nice et Turin afin de tester l'apport des méthodes de traçage naturel de l'infiltration à la compréhension de la dynamique de différents glissements de terrain alpins.

2006-2007 : un ATER à Grenoble

A l'issue de ma thèse, j'ai été recruté pour un an à Grenoble, en tant qu'ATER, pour approfondir mes recherches de thèses, l'objectif étant de démontrer l'intérêt d'utiliser la chimie de l'eau d'infiltration comme marqueur de la déformation, travail multidisciplinaire à l'interface entre géologie, mécanique des roches et géochimie réactive.

2007-2013 : Maître de conférences à Orléans

En 2007, l'opportunité d'un recrutement à Orléans m'a permis d'approfondir la problématique d'utilisation du traçage naturel comme outil de caractérisation des interactions entre eaux de surface et souterraines. Toujours avec les mêmes outils, je suis passé de l'étude de la stabilité des versants à celle de l'évaluation de la vulnérabilité de la ressource en eau.

2013-2016 : Délégation au CNRS à Ecolab, Toulouse

Cette problématique des interactions entre eaux de surfaces et eaux souterraines permet de discuter de la sensibilité des eaux souterraines aux perturbations climatique et anthropiques qu'elles subissent. Ainsi ma délégation de trois ans à ECOLAB Toulouse, toujours en étroite collaboration avec Orléans, m'a conduit à travailler sur les Pyrénées (Ariège), dont le Baget à Moulis (SNO KARST) et la tourbière

de Bernadouze au col de Lhers (OHM Haut-Videssos). Une de mes missions consistait à animer les services nationaux d'observation Karst et Tourbière sur le volet monitoring hydrogéochimique.

1.3. Bilan de mes activités d'enseignement :

- 2007-: Maître de Conférences à l'École Polytechnique de l'Université d'Orléans (1248h)
- 2014-2015 : Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Toulouse (6h)
- 2006-2007 : ATER à l'Université Joseph Fourier Grenoble 1 (96h)
- 2005-2006 : ATER à l'Université de Franche-Comté (96h)
- 2001-2005 : Moniteur à l'Université de Franche-Comté (192h)

Approche pédagogique :

Depuis mon monitorat, j'enseigne dans les filières du génie civil en Ecole d'ingénieur et de la géologie appliquée à l'Université en privilégiant des approches centrées sur l'apprentissage d'outils pour les métiers du génie civil. Mon objectif est de développer un enseignement appliqué, orienté vers l'apprentissage des méthodes et des techniques permettant la mesure et l'observation, ces dernières étant étroitement liées avec une approche théorique via les méthodes de calibration/validation des modélisations numériques. Ces allers-retours entre la mesure et la théorie offrent la possibilité d'appréhender la complexité des systèmes sans perdre de vue l'aspect réaliste et les limites inhérentes aux incertitudes des données liées à la mise en application d'un projet dans des milieux naturels peu contraints. Ainsi, je souhaite faire prendre conscience aux étudiants des difficultés rencontrées pour décrire les milieux complexes, principalement via l'exemple des écoulements en milieu souterrain. Cette approche souligne la nécessité d'avoir des bases solides en sciences naturelles, afin de comprendre les principaux processus qui régissent les flux et obtenir une modélisation pertinente du transfert de contaminants dans les milieux naturels. Cette approche affirme le rôle crucial de la mesure dans le monde des sciences appliquées comme l'hydrogéologie.

C'est dans cette optique que je dispense actuellement mes cours à l'école d'ingénieur, de l'école Polytechnique de l'Université d'Orléans. Responsable des modules mesures en hydrologie et hydraulique souterraine, j'ai eu à cœur de positionner cette ligne de conduite lors de la réflexion et de la rédaction engagées pour notre maquette de renouvellement d'accréditation par la CTI. Enseigner l'hydrologie et l'hydrogéologie à des étudiants en génie civil et en géologie se lie parfaitement avec mon activité de recherche sur les interactions entre eau souterraine et eau de surface. Cette continuité m'a donné l'opportunité d'encadrer des doctorants et des post-doctorants au laboratoire de l'Institut

des Sciences de la Terre d'Orléans sur les thématiques de migration des contaminants vers le milieu souterrain en collaboration avec des entreprises comme SUEZ Environnement (Lyonnaise des Eaux) ou des PME locales comme GeoHyd, filiale d'ANTEA groupe.

Ce lien fort avec l'entreprise me permet de maintenir un carnet d'adresse avec les entreprises privées pour l'insertion professionnelle de mes étudiants, sur les différentes régions où j'ai pu travailler : Bourgogne-Franche-Comté, Rhône Alpes, Centre Val de Loire et Occitanie.

Contenu des enseignements :

Pour synthétiser mon activité d'enseignement, la Figure 1 illustre les heures de cours réalisées par année universitaire depuis mon recrutement à Orléans.

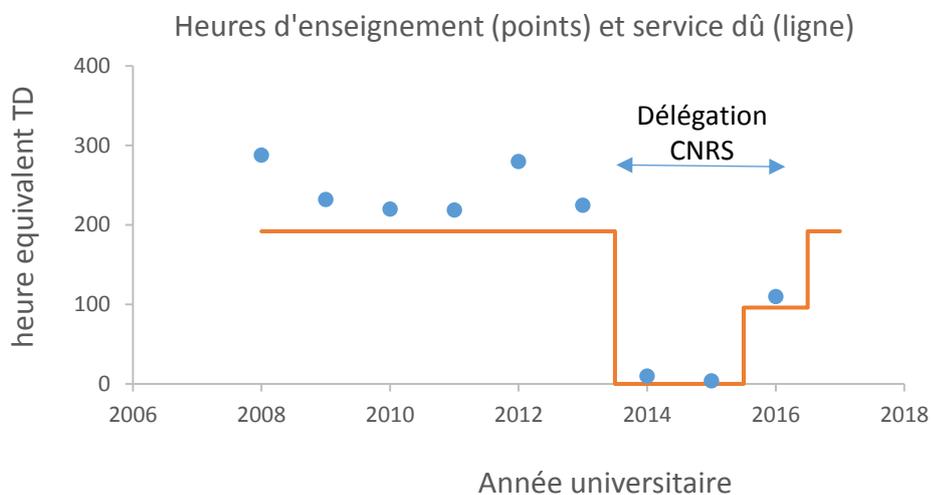


Figure 1 : Mon service d'enseignement.

Le contenu de mes enseignements porte essentiellement sur l'hydrologie et l'hydrogéologie, dispensées essentiellement à des élèves en école d'ingénieur et Masters :

- *5^{ième} année d'école d'ingénieur*

Transfert de masse et écoulement en milieu poreux : hydrodynamique des milieux poreux, distribution des temps de séjour, interprétation hydrodynamique et modélisation

Mesure en hydrologie : technique ADCP et vélocimétrie, piézométrie, pompage d'essai...

- *Master 2 HydroEnv (Orléans) et EBENE (ENSAT, Toulouse)*

Hydrologie karstique, Traçage artificiel et transport de contaminants en milieu naturel.

- *4^{ième} année d'école d'ingénieur et Master de géologie appliquée*

Hydrogéologie (propriétés hydrauliques, écoulement de l'eau dans les sols, aquifères, Pompages d'essai)

Encadrement de projets Université-Entreprise (4 et 5^{ème} années) autour de l'hydrologie et de la géothermie.

Dimensionnement ouvrage (Bassin versant, pluie centennale, débit de pointe, ouvrages transversaux, ouvrages longitudinaux)

- *3^{ème} année d'école d'ingénieur*

Hydrologie (éapotranspiration, bilan hydrique) et Risques naturels

- *Licence Sciences de la Terre*

Hydrogéologie, Géomorphologie et Risques naturels.

- *Master Géologie Appliquée*

Géotechnique (TP sol-granulats-route, résistance au cisaillement, compactage et consolidation, géologie de l'ingénieur, ouvrage souterrain)

Encadrement de masters, ingénieurs, doctorants et post-doctorants:

Synthèse :

Diplôme	Nom	Prénom	Année	Encadrement	Financement
Thèse	Rosset	Thomas	2016-2019	50%	Labex DRIHMM
Thèse	Viel	Emelie	2011-2016	25%	Bourse Région
Thèse	Dedewanou	Myriam	2010 - 2014	70%	Bourse CIFRE
Thèse	Joodi	Ali	2007 - 2009	40%	M. Affaires étrangères
Post Doc	Allen	Déonie	2017 - 2019	60%	ANR TRAM
Post Doc	Bernard-Jannin	Léonard	2016-2017	33%	Labex Voltaire
Post Doc	Lemoing	Franck	2016-2017	33%	Labex Voltaire
Post Doc	Peyraube	Nicolas	2012-2014	100%	AESN
Post Doc	Charlier	Jean-Baptiste	2010-2011	100%	CG 45
Post Doc	Auterives	Chrystelle	2009-2010	100%	CG 45
Master 2	Viel	Emelie	2013	33%	APIR-2012 Région Centre
Master 2	Delpech	Mathieu	2015	33%	SNO KARST
Master 2	Thomas	Rosset	2016	50%	Axe Carbone OMP
Ingénieur	Théo	Hans	2013	100%	Ville D'Orléans
Ingénieur	Jennifer, Robin	Deroo, Venat	2012	100%	ANR AQUAPOL

Tableau 1 : Synthèse de mon investissement pour l'encadrement des étudiants.

Doctorants

- 2016-2019 : Directeur de **thèse** de Thomas Rosset (Toulouse) Exportations de carbone fluvial par les tourbières pyrénéennes : Impact des activités anthropiques. *Thèse INPT*

- 2011-2016 : Participation à la **thèse** d'Emélie Viel à Orléans, directeur Yves Coquet écoulements préférentiels de la Zone Non Saturée de la nappe de la Beauce. *Thèse de l'Université d'Orléans*.
- 2010-2014 : Co-directeur de **thèse** de Myriam Dedewanou. Vulnérabilité spécifique des forages vis-à-vis des phytosanitaires. Modélisation analytique et Application au Val d'Orléans. *Thèse de l'Université d'Orléans*.
- 2007-2009 : Encadrement et jury de **thèse** Ali Joodi. Apport de l'équation de Brinkman à la compréhension des écoulements en milieu karstique. *Thèse de l'Université d'Orléans*.

Post-doctorants

- 2017-2019 : Encadrement du **post-doc** de Déonie Allen, Recherche d'indicateurs des paléo-précipitations dans les sédiments des lacs de montagne.
- 2016-2017 : Encadrement du **post-doc** de Bernard-Jannin Léonard. Modélisation des flux de carbone dissous exportés des tourbières.
- 2016-2017 : Participation au **post-doc** de Franck Lemoing. Modélisation des flux de carbone dissous exportés des tourbières.
- 2012 – 2014 : Directeur du **post-doc** de Nicolas Peyraube. Vulnérabilité spécifique des forages en nappe captive (Ex. de la Sausseye, Chartres).
- 2010-2011 : Directeur du **post-doc** de Jean Baptiste Charlier. Modélisation de la qualité de l'eau en milieu karstique (Application au Val d'Orléans).
- 2009 - 2010 : Directeur du **Post-doc** de Chrystelle Auterives. Modélisation hydrogéologique en milieu karstique (Application au Val d'Orléans).

Masters et ingénieurs

- 2013: **Master 2** HydroEnv Orléans, Emélie Viel. Impact de la structure du réseau de drainage sur l'hydrologie d'une tourbière.
- 2013 : **Projet de 5A** Polytech Orléans, Théo Hans. Interaction eau de surface /eaux souterraines en milieu karstique : l'île Charlemagne, Orléans
- 2012 : **Projet de 5A** Polytech Orléans, Derou Jennifer et Robin Venat. Modélisation du transfert des acrylamides d'un bassin de décantations vers les eaux souterraines
- 2015 : **Master 2** EBENE Toulouse, Mathieu Delpech. Sensibilité des flux de carbone face aux changements environnementaux au sein du système karstique du Baget.

- 2015: **Master 2 EBENE**, Thomas Rosset Contrôles hydrologiques de l'exportation de carbone organique dissous à l'exutoire de la tourbière de Bernadouze.
- 2011 : **Projet de 4A** Polytech Orléans Stella Viot Caroline Blanc. L'impact des rejets d'une installation géothermique sur la nappe : la maison bio-climatique expérimentale du Centre Science.
- 2010 : **Projet de 4A** Polytech Orléans, Boos Christopher et Daubert Sylvain. Instrumentation en continue des sources du Loiret (devis, installation, interprétation).
- 2009 : **Projet de 4A** Polytech Orléans Franck Le Moing et Simon Prod'homme. Etude du lac Pavin.
- 2008 : **Projet de 4A** Polytech Orléans (10 étudiants) Réalisation d'une carte piézométrique du val d'Orléans.
- 2015 : **Projet de 3A** ENSEEIHT, Chengyan Xing. Modélisation de la relation entre la pluie et les écoulements des rivières karstiques.
- 2015 : **Projet de 3A** ENSEEIHT, Chuandao Liu. Modélisation hydrologique du Bassin versant du Vicdessos
- Master/Ingénieur - Examineur de mémoire et de soutenance (3-4/an)

Devenir des étudiants :

Les étudiants encadrés en MASTER 2, en thèse et en post-doc se sont intégrés dans le milieu professionnel, que ce soit vers la recherche ou vers les métiers de l'ingénierie de l'eau (table ci-dessous).

Prénom	Nom	Poste suivant notre collaboration
Ali	Joodi	Université de Bagdad, CDI
Jean-Baptiste	Charlier	BRGM Montpellier, CDI
Chrystelle	Auterives	BRGM Orléans, CDI
Nicolas	Peyraube	MDC Université de Bordeaux, CDI
Mathieu	Delpech	Association de protection de la nature, CDD
Myriam	Dedewanou	Water Resources Manager, Danone, Evian, CDI

Thomas	Rosset	Thèse à ECOLAB, CDD
Emelie	Viel	Thèse à l'ISTO, CDD
Franck	Lemoing	ADEME, Strasbourg, CDI

Tableau 2 : Devenir des étudiants encadrés durant le M2, la thèse ou le postdoc

Activité en matière d'administration et autres responsabilités collectives :

- 2015 : Membre de Jury au concours de Maître de conférences, poste en hydrogéologie karstique à Bordeaux 1
- 2010 – 2014 : Elu au comité d'experts disciplinaires de l'université d'Orléans
- 2013 : Expertise en hydrogéologie karstique pour la commission Locale de l'Eau du Loiret
- 2012 : Expertise sur les effondrements karstiques pour DREAL
- 2007-2016 : Responsable de modules d'enseignement et organisation des interventions d'intervenants extérieurs

1.4. Programmes de recherche :

En cours

- 2016 – Zone Atelier Loire, soutien à l'observation du karst du Val d'Orléans 5K€
- 2016-2020 – ANR jeune chercheur TRAM, TRACE METAL LEGACY on MOUNTAIN AQUATIC ECOGEOCHEMISTRY. coordinateur G. Leroux, responsable d'axe S. Binet, 302 K€
- 2013-2018 : LABEX DRIIHM, OHM Haut-Videssos, **CoFhy**, Impact d'une coupe forestière sur l'hydrologie d'une tourbière Coordination S. Binet, Bourse de thèse et instrumentations, 102 K€
- 2018 - 2020 : CAREX (Validation d'indicateurs de restauration du fonctionnement des tourbières (C, hydrologie, biodiversité) pour leur gestion durable sous l'effet du changement climatique) APR IR et FEDER POI Loire. Coord. F. Laggoun (520keuros)
- 2015 - 2021 : PESAt (Plateforme sur les échanges gazeux Sol - Atmosphère dans les tourbières), projet PIVOTS. ARD2020 région CVL, CPER, FEDER. Coord. F. Laggoun (728keuros).

Terminé

- 2011-2015 – CARBIODIV- Restauration hydrologique de la tourbière de La Guette : effets sur l'évolution de la biodiversité et le stockage du carbone Coordination F. Laggoun-Défarage APIR-2012 Région Centre
- 2013-2015 : Conseil Général du Loiret, **IFontis**, Impact des effondrements en milieu karstique. Coordination J. Perrin (BRGM), 60k€

- 2013-2015 : Agence de l'eau, **CHARTREAU**, transfert des nitrates dans les aquifères discontinus. Coordination S Binet (ISTO), 173 K€
- ANR CES 2010-2013: Projet **AQUAPOL**, Devenir des flocculants à base de POLyacrylamide dans les eaux industrielles et naturelles et impact potentiel sur les écosystèmes AQUAtiques. Coordination A.G. Guezennec (BRGM), 1 640 K€
- 2008-2010 : Région Centre, **TRAC** Outil d'interprétation des traçages hydrogéologiques. Coordination A. Gutierrez (BRGM) S Binet (ISTO) 78K€
- 2009-2011 : Conseil Général du Loiret, **ICERE**, Impact des Changements Environnementaux sur les ressources en Eaux du Loiret. Coordination S. Binet (ISTO), 95K€
- 2005-2007 : ANR-ECCO PNBC. Projet **METANOX**, « Biodiversité et METabolismes dans les systèmes aquatiques ANOXiques : dynamique microbologique, physique et géochimique dans la colonne d'eau d'un lac méromictique (Lac Pavin, Massif Central) » Coordination D. Jezequel (IPGP)
- 2007-2010: ANR-CTT. Projet **TRIGGERLAND** - « TRIGGERing mechanisms of LANDslides: analysis and modelling. » Coordination : J.-Ph. Malet (GEOPHEN-UMR 6554 CNRS) et D. Amitrano (LGIT-UMR 5559 CNRS).
- 2002-2005: **VINCI**, Université Franco-Italienne. Soutien à la mobilité des doctorants en co-tutelle. 2002-2004 : ACI Prévention des Catastrophes Naturelles, MESR. Projet **SAMOA**. «Surveillance et Auscultation de MOuvements gravitaires Alpains ». Coordination : C. Delacourt, D. Amitrano, O. Maquaire (LST, LGIT, EOST, GEOPHEN)
- 2002-2005 : Programme européen, 5ème PCRDT. Projet **RETINA**. «Realistic Evaluation of Temporal Interaction of Natural hAzards (Quakes, Volcanoes, Slides)» Coordination Ph. Bardey (ACRI, Nice Sophia Antipolis).

1.5. Expertises scientifiques :

Re-lecture de journaux scientifiques (24):

Journal of Hydrology (6), hydrological Processes (2), Hydrogeology Journal (7), Environmental Earth Sciences (4)...

Organisation de colloques et workshops

IEMS 2016 -Co-organisateur session: " Water resources management and planning – modelling and software for improving decisions and engaging stakeholders" (35 participants)

SNO KARST 2015 – animateur d'un workshop sur le traçage naturel (Collaboration avec C. Batiot-guille)

Evaluation de projet de recherche (1):

Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies

Participation active dans réseaux scientifiques (6):

Système National d'Observation **Tourbière de l'INSU**, (F Laggoun-Défarge, ISTO Orléans)

Système National d'Observation **Karst de l'INSU**, (H. Jourde, Hydrosociences Montpellier)

Réseau des Bassins Versants **RBV** (J. Gaillardet, IPGP)

Observatoire de la zone critique **OZCAR** (J. Gaillardet, IPGP)

The International Association of Hydrogeologists - IAH / AIH

Comité Français d'hydrogéologie – **CFH** (Michel Bakalowicz)

Comité de thèse (2)

Cibèle Cholet (soutenue en 2016) Rôle de la zone d'infiltration dans le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques du massif du Jura. Direction : Marc Steinmann *Université de Franche-Comté*

Yohann Staniszewski, (soutenue en 2015) Dynamique du carbone dissous dans l'aquifère Karstique au-dessus du site des Rouses, pour le stockage géologique du CO₂ Storage Direction : Pierre Agrinier, *I.P.G.P*

Examineur de thèse (3)

Minvielle Sébastien, 19 novembre 2015. Etude de l'infiltration et de ses variations interannuelles en contexte épikarstique pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques. Université de Bordeaux

Assaker Aurore, 05 février 2016. Hydrologie et biogéochimie du Bassin Versant du Fleuve Ibrahim : un observatoire du fonctionnement de la zone critique au Liban. Institut National Polytechnique de Toulouse.

Viel Emélie, 10 octobre 2016. Ecoulements préférentiels de la Zone Non Saturée de la nappe de la Beauce. Université d'Orléans

1.6. Publications :

Publications publiées IF>1	22 (9 en premier auteur)
Congrès internationaux	27 (13 en premier auteur)
H facteur	11 (364 citations)

1. E. Viel, **S. Binet**, S. Gogo, F. Laggoun-Defarge (Soumis à Eco-hydrology). Tree invasion controls the morphology of the drain network in La Guette peatland (France): impact on the peat storage capacity. - (La Guette peatland, France).
2. **S. Binet**, E. Joigneaux, P. Albéric, H. Pauwels, A. Bruand (2017). Water exchanges between a saturated karstic conduit and its surrounding rock: evidences from isotopes in water and groundwater flow modeling. *Journal of hydrology*
3. **S. Binet**, V. Essayan, A. Hertout, M. Dedewanou , H. Noel, L. Berte, F. Bordeau (2016) Engaging Stakeholders in assessing the impact of agricultural practice on groundwater quality: the Residence Time Distribution model (RTD) *International Environmental Modelling and Software Society (iEMSs)*
4. E. Viel, M. Dedewanou, **S. Binet** (2016) Evidence of contaminant storage at the soil / vadose zone interface and implication for nitrate residence time modeling in groundwaters, *International Environmental Modelling and Software Society (iEMSs)*
5. F. Laggoun-Défarge, S. Gogo, L. Bernard-Jannin, C.Guimbaud, R. Zocatelli, J. Rousseau, **S. Binet**, B. D'angelo, F. Leroy, N. Jozja, F. Le Moing, C. Défarge (2016) Does hydrological restoration affect GHG emission and plant dynamics in Sphagnum peatlands? *Mire and Peat (on line)*
6. M. Dedewanou, **S. Binet**, JL. Rouet, Y. Coquet, A. Bruand, H. Noel. (2015) Groundwater vulnerability and risk mapping based on the Residence Time Distributions: Spatial analysis for the estimation of lumped parameters. *Advances in Water Resources 29, Issue 15, 5489-5504*
7. **S. Binet**, M. Motellica, S. Touze, K. Bru, T. Klinka (2014). Water and Acrylamide monomer transfer rates from a settling basin to groundwaters. *Environmental Science and Pollution Research*.
8. S. Touzé, V. Guerin, A-G. Guezennec, **S. Binet**, A. Togola (2014). Dissemination of acrylamide monomer from polyacrylamide based flocculant use - sand and gravel quarry case study. *Environmental Sciences and Pollution Research, on line*
9. C. Auterives, **S. Binet**, A. Albéric (2014) Inferred Conduit Network Geometry from Geological Evidences and Water-Head in a Fluvio-Karstic System (Val D'Orléans, France). *Research in Limestone Hydrogeology, Env. Earth Sciences 49-54*
10. **S. Binet**, S. Gogo, F. Laggoun-Défarge (2013). A water-table dependent reservoir model to investigate the effect of the drought and of vasculair plants invasion on the peat hydrology. *Journal of hydrology 499, 132-139*

11. A. Gutierrez, T. Klinka, D. Thiéry, E. Buscarlet, **S. Binet**, N. Jozja, C. Défarge, B. Leclerc, C. Fécamp, Y. Ahumada and J. Elsass TRAC (2013). A collaborative computer tool for tracer-test interpretation. *European Physical Journal* **50**-03002.
12. J.-B. Charlier, C. Bertrand, **S. Binet**, J. Mudry, and N. Bouillier (2010). Use of continuous measurements of natural fluorescence of dissolved organic matter in groundwater to characterize fast infiltration through an unstable fractured hillslope. *Hydrogeology Journal* (18) 1963-1969
13. **S. Binet**, L. Spadini, C. Bertrand, J. Mudry, Y. Guglielmi, C. Scavia (2009). Variability of the groundwater sulfate concentration in fractured rock slopes: a short term tool to identify active unstable areas. *Hydrology and Earth System Sciences*, (13) 2315-2327p.
14. A. Joodi, S. Sizaret, **S. Binet**, A. Bruand, P. Alberic, M. Lepiller (2009). Development of a Darcy-Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France) *Hydrogeology journal* (18) 295-309
15. A. Charmoille, **S. Binet**, C. Bertrand, Y. Guglielmi, J. Mudry (2009) Hydraulic interactions between fractures and bedding planes in a carbonate aquifer studied by means of experimentally induced water-table fluctuations. (Coaraze experimental site, southeastern France). *Hydrogeology journal* (17)1607 - 1616 p.
16. **S. Binet**, H. Jomard, Y. Guglielmi, T. Lebourg, E. Tric, C. Bertrand, J. Mudry (2007a). Experimental analysis of groundwater flow through a landslide slip surface using natural and artificial water chemistry tracers. *Hydrological processes*, (21), 3463-3472p.
17. **S. Binet**, Y. Guglielmi, C. Bertrand, J. Mudry (2007b) Unstable rock slope hydrogeology: insights from the large-scale study of the western Argentera-Mercantour slopes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (178) 155-168p.
18. H. Jomard, T. Lebourg, **S. Binet**, E. Tric and M. Hernandez. (2007) Characterisation of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying. *Terra Nova*, (19) 48-57p.
19. **S. Binet**, J. Mudry, C. Scavia, C. Bertrand, Y. Guglielmi, S. Campus. (2007) Characterization of flows in a fractured unstable slope using hydrochemistry methods. *Geomorphology*, (88) 193-203p.
20. T. Lebourg, **S. Binet**, E. Tric, H. Jomard, S. El Bedoui. (2005) Geophysical survey to estimate the 3d sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on a part of a deep seated landslide. *Terra Nova*, (17) 399-406p.
21. Y. Guglielmi, F. Cappa, **S. Binet** (2005) Coupling between hydrology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapiere area (Alpes Maritimes, France), *Comptes Rendus Géosciences*, (317) 1154-1165p.

22. **S. Binet**, J. Mudry, C. Bertrand, Y. Guglielmi, R. Cova. (2005) Estimation of quantitative descriptors of mediterranean karst behavior. multiparametric study and local validation on the Siou–Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeology journal*, (14) 952-960p.

1.7. Communications internationales :

1. **S. Binet**, J.B. Charlier, P. Albéric (2016). Response of a karst aquifer to hydrological and hydrochemical changes in allogenic recharge EUROKARST- Neuchâtel.
2. **S. Binet**, V. Essayan, A. Hertout, M. Dedewanou , H. Noel, L. Berte, F. Bordeaux (2016) Engaging Stakeholders in assessing the impact of agricultural practice on groundwater quality: the Residence Time Distribution model (RTD) *International Environmental Modelling and Software Society (iEMSs)*
3. E. Viel, M. Dedewanou, **S. Binet** (2016). Evidence of contaminant storage at the soil / vadose zone interface and implication for nitrate residence time modeling in groundwaters. *International Environmental Modelling and Software Society (iEMSs)*
4. J. Perrin, S. Pasquier, A. Gutierrez, D. Salquère, E. Vandoudheusden, E. Joigneaux, C. Château, A. Guirimand-Dufour, N. Jozja, C. Défarge, **S. Binet** (2016) Towards a better understanding of physical processes leading to sinkhole occurrence in Val d'Orléans (Loire Valley, France). *EUROKARST*, Neuchâtel.
5. G. Le Roux, A. Claustres, **S. Binet**, F. De Vleeschouwer, L. Gandois, S.V. Hansson, F. Mazier, A. Simonneau, R. Teisserenc, & TRAM TEAM. Trace metal legacy on mountains aquatic ecogeochemistry: TRAM. Goldschmidh 2016, Paris
6. L. Gandois, R. Teisserenc, T. Ledantec, **S. Binet**, N. Tananaev. Dissolved Organic Matter export from a permafrost influenced watershed in Siberia: Insights from high frequency acquisition in situ fluorescence of dissolved organic matter (fDOM). ICOP 2016
7. E. Viel, Y. Coquet, M. Dedewanou, **S. Binet**. Influence of lithology on tracer movement in the vadose zone of the Calcaire de Beauce aquifer (France). EGU 2016, Vienne
8. L. Bernard-Jannin, **S. Binet**, S. Gogo, F. Lemoing (1), R. Zocatelli, N. Jozja, C. Défarge, F. Laggoun-Défarge (1). Impacts of rewetting on hydrological functioning and dissolved organic carbon flux in a degraded peatland (La Guette, France). EGU 2016 Vienne
9. **Binet S.** Viel E., Gogo S. and Laggoun-Defarge F. Tree invasion effects on peat water storage capacity (La Guette peatland, France). EGU 2015, Vienne

10. Peyraube N., **Binet S.**, Viel É., Noel H. (2014), Modélisation semi-distribuée des temps de séjour pour l'évaluation de la qualité des eaux souterraines en Beauce – Pau – France – RST (poster)
11. **Binet S.**, Joigneaux, H. Pauwels, P. Albéric, A. Bruand (2014) Recharge: a controlling factor of water exchanges between a saturated karstic conduit and its surrounding rock – Pau – France – RST (communication oral)
12. **Binet S.**, Antoine J-M., Bustillo V., Gascoin S., Gandois L., OHM team (2014) Water and Carbon budget in a small peatland in the Pyrenees: an interdisciplinary approach. Mountain Observatories Fair and Workshop. Reno, USA.
13. **Binet S.**, Joigneaux E., Albéric P., Pauwels H., Bruand A., (2013) Hydraulic boundary conditions as a controlling factor of water exchanges between a saturated karstic conduit and its surrounding rock. KARSTFLOW – Budapest – Hungary (communication oral)
14. Dedewanou M. **Binet S.**, Rouet JL., Coquet Y., Bruand A., Noel H. (2013). A process-based modelling approach to assess borehole vulnerability. LuQW, Land use and Water Quality- The Hague- Netherlands (communication oral)
15. Auterives C., **Binet S.**, Albéric A. (2011) Inferred conduit network geometry from geological evidence and water head measurements in a fluvio-karstic system (Val d'Orleans, France). 9th Conference on Limestone Hydrogeology H2KARST – Besançon – France (communication orale et actes)
16. Joigneaux E., Pauwels H. Albéric P., **Binet S.** Bruand A. (2011) Understanding the functioning of a fluvio-karstic hydrologic unit through the study of water stable isotopes: the Val d'Orléans, France. Studium Conférence –Orléans-
17. **Binet S.**, Joodi A., Joigneaux E., Albéric P., A. Gutierrez (2010) Localisation of a reactive transport zone in a saturated karstic conduit deduced from natural and artificial tracer tests. International symposium on karst :ISKA – Malaga – Espagne (communication orale et actes)
18. **Binet S.**, Lemoing F., Prod-Homme S., Jézéquel D., Albéric P (2009) Do "Creux de Soucy" groundwaters feed Lake Pavin? Colloque Lac Pavin et autres lacs méromictiques – Besse – France
19. ANR-METANOX work group (geochemistry and physics part) (2008) D.Jézéquel, E. Viollier, G. Michard, F.Lopes, A. Groleau, G. Sarazin, F. Prévot, A.Thiam, L. Harrault, Y. Darmoul, P. Agrinier, V. Busigny, N. Assayag, M.i Ader, S. Lafortune, M. Moreira, F. Guillon, P. Albéric, M. Motélica, S. **Binet** L. Tomé, G. Abril, L.Bergonzini, S. Huon, B. Tassin, C. Bonhomme, M. Saad, M.Poulin. Geochemical signatures in Lake Pavin (Massif Central, France): New evidences from METANOX program. Colloque FRE – Clermont-Ferrand – France

20. Joodi A. S., S. Sizaret, S. **Binet**, A. Bruand, P. Alberic (2008). Development of a model for simulation of water flow and tracer transport in a heterogeneous karst aquifer (Orleans valley, France). The Geoscience World Congress – Oslo – Norway.
21. Joodi A. S., S. Sizaret, A. Bruand, S. **Binet**, P. Alberic, M. Lepiller (2008). Development of a model for simulation of water flow. Réunion des Sciences de la Terre – Nancy – France.
22. E. Joigneaux, P. Albéric, H. Pauwels, A. Gutierrez, N. Baran, S. **Binet** (2008) The impacts of climate change on point groundwater discharge in a fluviokarst landscape European Geosciences Union-Vienne Austria- Geophysical Research Abstracts, Vol. 9
23. S. **Binet**, C. Bertrand, Y. Guglielmi, J. Mudry, C. Scavia, C. Troisi (2005) Water Sulfate Concentration Variability In Fractured Rock Slopes: An Instantaneous Marker Of Deformation. American Geosciences Union – San Francisco – USA (Poster, Geophysical Research Abstracts FM05: H41F 0475)
24. H. Jomard, T. Lebourg, S. **Binet**, E. Tric, M. Hernandez (2005) Water injection in a landslide: real time hydrochemical and geophysical study. European Geosciences Union-Vienne Austria- Geophysical Research Abstracts, Vol. 7
25. S. **Binet**, Y. Guglielmi, C. Bertrand, J. Mudry (2004) l'hydrogéochimie un marqueur des instabilités gravitaires. Réunion des Sciences de la Terre -Strasbourg-(communication orale)
26. Y. Guglielmi, F. Cappa, S. **Binet**, F. Bigot-Cormier, E. Tric (2004). Multi-scale rock slope failure initiation mechanisms: results from multi-parametric field and modeling studies conducted on the Upper Tinée Valley (French Alps) over the past 10 years. GeoHazards – 2004 *Workshop* – Shizuoka – Japan.
27. **Binet**, Y. Guglielmi, F. Cappa, J. Mudry, C. Bertrand. (2004) Long-term evolution of aquifers in mountainous rock slopes toward a large moving rock mass: influence of the coupling between hydrogeology and deformation. *European Geosciences Union-Nice*-(Présentation orale) *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 6
28. Lebourg, S. **Binet**, H. Jomard, E. Tric, S. El Bedoui (2004) 3D geophysical survey of the “la clapiere” landslide, southeastern France. *IX International Symposium on Landslides* – Rio de Janeiro – Brasil.
29. **Binet**, H. Jomard, T. Lebourg, Y. Guglielmi, Catherine Bertrand, Jacques Mudry, A ; Charmoille, J.M. Quenardel (2004). Apport des mesures électriques 3D à l'étude du comportement d'un pied de versant: interaction entre un mouvement superficiel et profond (La Clapière, Alpes Maritimes). *AGAP qualité, eau et géophysique*, INSA Lyon.

30. **S. Binet**, J. Mudry, Y. Guglielmi (2002) Towards a methodology to quantify recharge and behaviour of mediterranean karst aquifers from ground water measurements. *International symposium on karst and environnement-Malaga-Spain*, (communication orale et actes)

1.8. Vulgarisation scientifique :

1. Conférences invitées, Auzat (2014), association de protection des cours d'eau APRA Le Chabot.
 2. D.Jézéquel, S. Binet, O. Pigeron et J.-M. Hautavoine (2015) Hydrologie et limnologie du lac du Creux de Soucy. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne*, volume 79.
 3. Jézéquel D., Sarazin G., Prévot F., Viollier E., Groleau A., Michard G., Agrinier P., Albéric P, **Binet S.**, Bergonzini L. (2011) Bilan hydrique du lac Pavin. *Société d'histoire naturelle d'Auvergne*. Vol 74-75.
 4. Guttierrez A. et **Binet S.** (2010) La Loire souterraine : circulations karstiques dans le val d'Orléans. *Géosciences* Ed BRGM (12) 42-53.
 5. Bordeau F., **Binet S.**, Peyraube N., Noel H., Alletti M., Dedewanou M., Hertout A., Thauvin M., Coquet Y., Pierre D., Tafani D. (2014) Dynamique des transferts d'eau et de nitrates d'origine agricole, des sols vers le captage S1 de la Saussaye (Chartres Métropole). Développement et application de l'outil DARCI Distribution Analysis of ResidenCe tmes. *Techniques Sciences Méthodes*, in press
 6. Interviews : France 3 Auvergne, découverte : les mystérieuses profondeurs du creux de Soucy (Diffusé le 17/11/2013),
 7. Interviews : Centre Sciences, *dailymotion.com* Les métiers de la Recherche : Hydrogéologues 14/09/2014. http://www.dailymotion.com/video/x2a5g7d_les-metiers-de-la-recherche-stephane-binet-hydrogeologue_school
 8. Conférences invitées, grand publique : Eau, enjeu majeur du 21ème siècle (association AMGO à Orléans le 16/02/2015)
 9. Interviews : France Bleue Orléans (diffusé le 17 février 2015),
<http://france3-regions.francetvinfo.fr/auvergne/2013/11/17/decouverte-les-mysterieuses-profondeurs-du-creux-de-soucy-359037.html>
- Interviews : Ca m'intéresse, journal de vulgarisation scientifique sur la Loire Souterraine le 10 octobre 2015 <http://www.caminteresse.fr/>

10. Conférences invitées, grand publique : La Loire souterraine (Histoire d'eau, Parc Floral de la source à Orléans le 2011)
11. Perrin Je., Gutierrez A., Vanoudheusden E., Salquèbre D., Joigneaux E., Château C., N. Jozja, Défarge C., Binet S. (2016) – Projet i-Fontis : vers une méthodologie de surveillance de l'apparition de fontis dans le Val d'Orléans. Rapport final. BRGM/RP- 65474-FR, xx p., xx ill., xx ann.
12. Gutierrez TRAC <http://trac.brgm.fr/>
13. Rédaction d'une plaquette pour le grand publique sur la gestion des ressources en Eau
http://www.gesteau.eaufrance.fr/sites/default/files/plaquette-vulgarisation-icere_finalv2.pdf

2.Introduction : Capacité de stockage des eaux souterraines et perturbations anthropiques.

La question de l'impact de l'homme et de la croissance démographique sur la ressource en eau et notamment en eaux souterraines est très fréquemment abordée dans la littérature scientifique. A l'échelle mondiale, elle s'adresse à l'impact du changement climatique et de l'augmentation de la population sur le cycle de l'eau (Vörösmarty et al., 2000). Concernant les eaux souterraines, l'augmentation des températures ou les changements de régime des précipitations impactent la recharge (Eckhardt and Ulbrich, 2003). A l'échelle locale, l'impact des activités humaines sur les propriétés des sols (agriculture, imperméabilisation, (dé)forestation) ou sur les tracés de cours d'eau modifie les flux d'eau vers le milieu souterrain (comme par exemple Cardenas et al., 2004; Szczypta et al., 2015). L'ensemble de ces impacts sera regroupé ici sous le terme de perturbations anthropiques.

2.1. Réserves en eaux souterraines et perturbations anthropiques

Les bilans hydrologiques globaux estiment que le volume de la réserve d'eau douce sous terre est de l'ordre de $15\ 300\ 10^9\ \text{m}^3$ soit cent fois la réserve d'eau des sols. En surface, les écoulements des fleuves vers les océans représentent un flux de $40\ 10^9\ \text{m}^3\ \text{an}^{-1}$, Figure 2 (Alley et al., 2002). Sous cette représentation, ou le réservoir souterrain est clairement distinct des flux de surface, les stocks souterrains semblent peu soumis aux changements environnementaux à l'exception des perturbations de la recharge évoquées précédemment ou de l'augmentation des pompages pour les besoins d'alimentation en eaux.

Basé sur ce schéma conceptuel, la démarche la plus utilisée pour évaluer la sensibilité des eaux souterraines aux changements environnementaux consiste à s'appuyer sur les modèles hydrologiques existants. Ces derniers sont calibrés à partir de données d'observations disponibles pour les quarante dernières années. La modélisation permet de réaliser des tests paramétriques sur l'ensemble des facteurs liés au climat et/ou aux perturbations anthropiques. Citons par exemple, les études sur l'évapotranspiration (Dickinson, 1984), les capacités d'infiltrations du sol (Eckhardt and Ulbrich, 2003) ou les débits des rivières (Graham et al., 2007). Tous ces facteurs agissent comme des conditions à la limite supérieure qui contrôlent le flux de la recharge vers les aquifères. Dans la plupart de ces études, abordant la question à l'échelle du bassin versant, les modèles sont conceptuels, semi-empiriques et

les propriétés des aquifères sont considérées comme des propriétés intrinsèques constantes, qui n'évolueront pas avec les pressions anthropiques. Ainsi, les variations des stocks d'eau sous terre sont fonction des variations de la recharge.

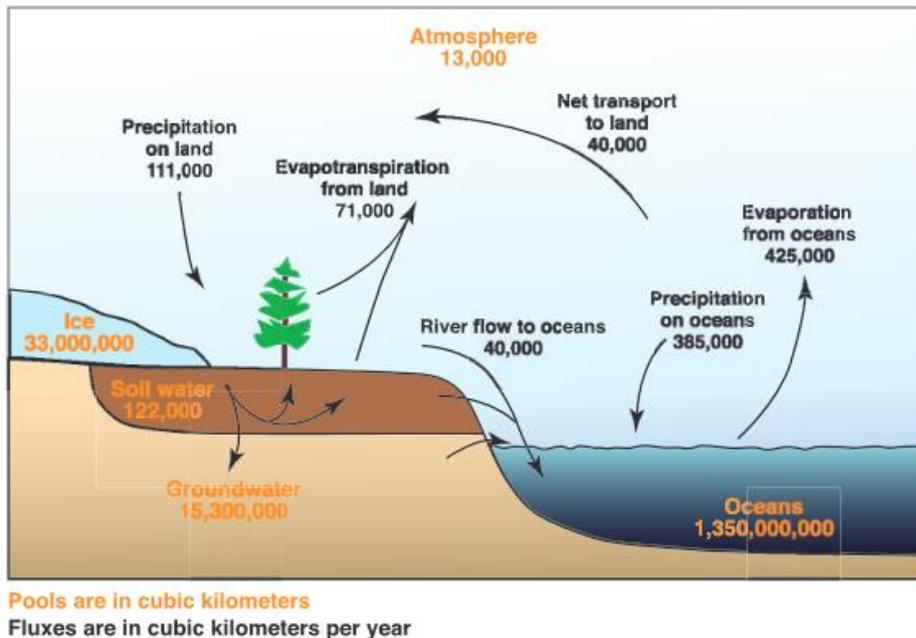


Figure 2 : Rôle des eaux souterraines dans le cycle de l'eau (Alley et al., 2002)

2.2. Importance des échanges d'eaux entre la surface et le milieu souterrain

Le rôle des eaux souterraines comme tampon pour les crues ou de stock d'eau disponible durant les étiages, est certes admis de tous (Alley et al., 2002), mais il reste cependant difficile à quantifier. A l'échelle de la zone critique, Cranswick et Cook (2015) mettent en évidence le rôle significatif de ces échanges entre la surface et le milieu souterrain sur le fonctionnement des rivières. A partir d'une revue de la littérature, les auteurs comparent les flux échangés avec le milieu souterrain (par kilomètre de rivière) avec le débit de la rivière (Figure 3). Trois types d'échanges sont considérés : i) les échanges d'eaux latéraux avec les berges de la rivière, ii) les échanges hyporhéiques soit l'ensemble des sédiments saturés en eau situés au-dessous et à côté d'un cours d'eau qui mélange les eaux de surface et souterraines) et iii) les échanges avec les aquifères.

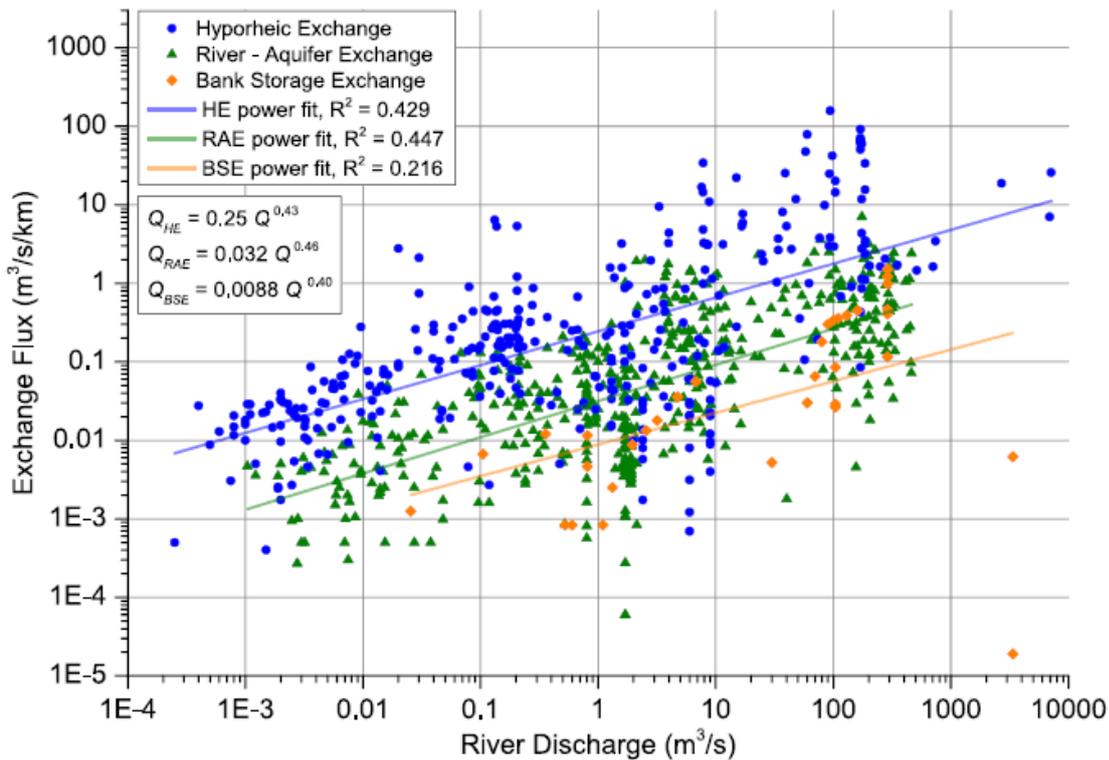


Figure 3 : Relation entre le flux échangé avec les eaux souterraines ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$) et le débit de la rivière ($Q m^3 \cdot s^{-1}$). Les données sont ajustées avec une loi puissance par la méthode des moindres carrés en fonction du type d'échange observé. (Cranswick and Cook, 2015).

Pour comprendre la portée de la Figure 3, prenons des exemples. Si l'on considère la Loire ($L=1012$ km et $Q=835 m^3 \cdot s^{-1}$) ou la Garonne ($L=602$ km et $Q=650 m^3 \cdot s^{-1}$), pour des modules de cet ordre de grandeur, les échanges entre la rivière et les aquifères peuvent être estimés à $0.7 m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$. Rapportée à la longueur totale de ces fleuves, cette valeur correspond à des flux d'échange de 708 et $421 m^3/s$ soit respectivement 84% et 65% du débit. Si on inclue les échanges hyporhéiques les mélanges entre la surface et le milieu souterrain peuvent facilement monter au-delà de 100% . D'autres études rejoignent ce constat. Citons Moore (1996) qui estime à 40% du flux apporté par les rivières la part des eaux souterraines arrivant aux océans via la côte sud Atlantique (Coraline du Sud).

Il en résulte que toute l'eau qui arrive à l'océan a connu une partie de son parcours sous terre. Pour des longs fleuves (milliers de kilomètres), le flux d'échange avec le milieu souterrain est approximativement égal au débit. L'existence et l'importance des échanges hyporhéiques soulignent le fait que les eaux souterraines ne doivent pas être considérées comme un réservoir séparé de la surface alimentée par la recharge, mais comme un réservoir fortement connecté à la surface, avec des possibles échanges d'eau permanents tout au long du parcours vers l'océan.

2.3. Le stockage transitoire ou la réserve régulatrice :

Intéressons nous plus précisément à la définition de réserve en eaux souterraines, Castany en 1968 différencie une réserve géologique d'une réserve régulatrice (Figure 4). Les volumes stockés dans la réserve géologique dépendent de la géométrie de l'aquifère et de ses propriétés qui peuvent être estimées par des études de géologie structurale.

Le volume de la réserve régulatrice est défini comme le volume d'eau situé entre les plus hautes et les plus basses piézométries observées. Ce volume fluctue dans le temps en fonction de la recharge et est considéré comme renouvelable, notion importante en terme de gestion de la ressource.

Les différences de volume d'eau, contenu dans la réserve d'un aquifère entre l'état initial et l'état final, sont liées soit à son régime naturel soit à son exploitation. En particulier durant une période sans apport d'eau, la diminution de réserve (déstockage) équivaut au volume écoulé aux exutoires de l'aquifère et correspond au concept de " réserve de tarissement " défini comme la " part de la réserve d'un aquifère libre dont la vidange en régime non influencé fournit le débit décroissant aux exutoires (tarissement) ". (Dict. français d'hydrogéologie, 1977). Le volume de cette réserve fluctue dans le temps en équilibre entre recharge et vidange.

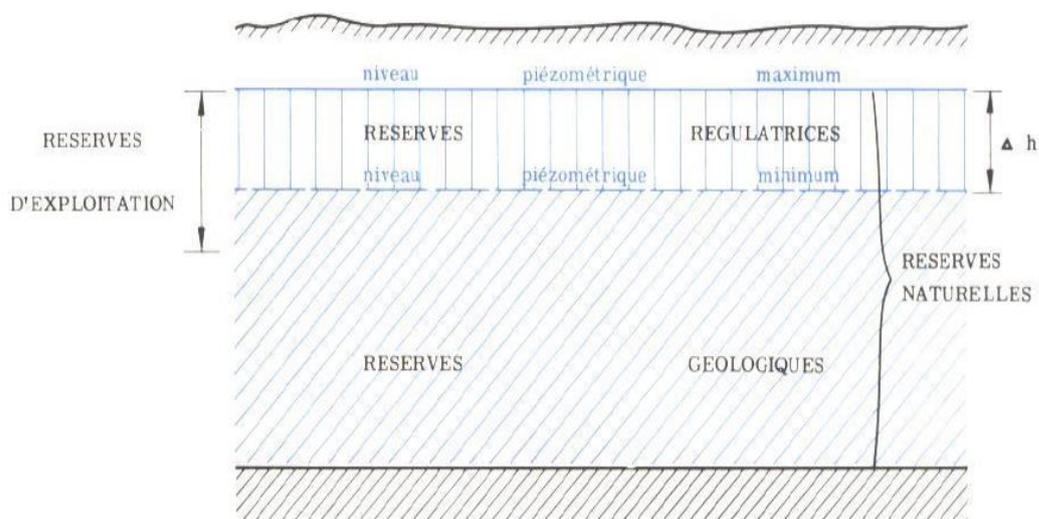


Figure 4 : Réserve régulatrice et réserve géologique (Castany, 1968)

Depuis Maillet, 1905, une méthode pour quantifier cette réserve consiste à calculer le coefficient de tarissement d'un aquifère. Cette méthode est très utilisée pour les systèmes karstiques (Birk and Hergarten, 2010), elle permet de quantifier le volume de la réserve, communément connu sous le nom de « volume dynamique » du système. Par ces calculs, il est aussi possible d'évaluer la vitesse à laquelle

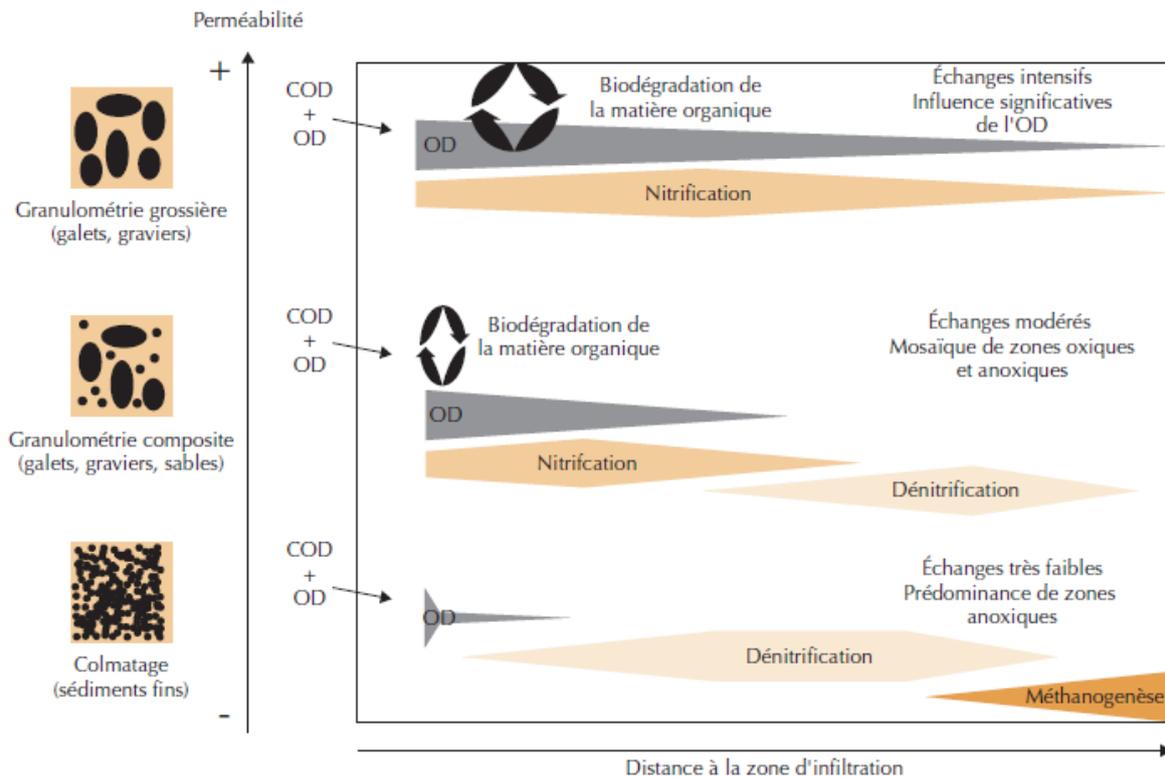
ce volume dynamique va se vidanger vers les cours d'eau. Ce volume est devenu une grandeur caractéristique utilisée dans la classification des aquifères karstiques (Mangin, 1975). Dans le schéma classique des échanges nappes/rivières, la direction du flux est fonction de la saison (recharge des nappes en hautes eaux, décharge en basses eaux), le volume dynamique va varier en fonction de la hauteur d'eau de la rivière et de la cyclicité des périodes de hautes et basses eaux. Se pose alors, la question de la stabilité des quantités stockées dans le temps pour des systèmes modifiés par l'homme ou quand le système présente un contrôle hydraulique aval, ce qui caractérise la plupart des nappes se vidangeant vers la rivière.

La hauteur d'eau de la rivière va permettre plus ou moins d'échange entre la rivière et l'aquifère. En hydrologie de surface, ce concept a conduit les chercheurs à introduire la notion de stockage transitoire (Andermann et al., 2012), défini comme l'eau des rivières qui passe temporairement dans des zones d'écoulement plus lent comme les « bras morts » ou dans la zone hyporhéique.

Quelque soit son nom, réserve régulatrice, volume dynamique, zone hyporhéique ou encore stockage transitoire, l'idée se renforce que cette réserve à l'interface résulte d'un équilibre entre recharge et décharge. Avec ce point de vue, cette réserve peut-être désormais considérée comme très sensible à la dynamique des écoulements de surface comme la fréquence de retour des crues ou des étiages, l'intensité des processus... Ainsi, contrairement à ce qui était jusqu'ici admis, les eaux souterraines semblent beaucoup plus sensibles aux changements environnementaux. En plus de l'évolution de la recharge en eau, il faut également intégrer les pertes de volume liées aux fluctuations du niveau des cours d'eau.

2.4. Rôle de la réserve régulatrice sur les flux biogéochimiques

Cette réserve régulatrice est la zone où les eaux de surface se mélangent avec les eaux souterraines. Les propriétés hydrochimiques des eaux de surface étant fortement contrastées par rapport à celles des eaux souterraines, la zone d'interface présente de forts gradients géochimiques. Elle est le siège de nombreuses réactions chimiques qui participent au pouvoir autorégulateur vis-à-vis des contaminants des eaux du milieu naturel.



COD : carbone organique dissous.
 OD : oxygène dissous.
 Nitrification : production de nitrate à partir d'ammonium.
 Dénitrification : élimination des nitrates en azote atmosphérique.
 Méthanogénèse : réduction de composés organiques en méthane.

Figure 5 : Rôle des mélanges entre les eaux de surface et les eaux du milieu souterrain en termes de réaction biogéochimique du carbone et de l'azote (Datry, et al., 2008)

La Figure 5 illustre comment les eaux de surface riches en oxygène et en carbone organique dissous vont pénétrer vers les aquifères et se trouver privées d'oxygène. Ceci engendre des réactions de biodégradation de la matière organique provoquant une libération de protons qui peut influencer la dynamique du carbone inorganique (Albéric and Lepiller, 1998) ou éliminer les nitrates par dénitrification.

L'intensité des réactions est contrôlée par l'apport de réactif dans le système et les conditions physicochimique le long du transfert, et donc par les quantités d'eau mélangées. Ici la chimie de l'eau est étroitement liée à l'hydrodynamique. Dans ce schéma, les modifications hydrauliques liées à l'antropisation provoquent des conséquences indirectes sur la qualité des eaux.

Cette zone de mélange entre eaux de surface et eaux souterraines est particulièrement importante d'un point de vue écologique, c'est un écotone (zone de transition écologique). Il abrite de nombreuses espèces et prodigue d'importants services écosystémiques (Boulton et al., 1998).

2.5. Quels sont les liens entre réserve régulatrice et perturbations anthropiques ?

Les précédents chapitres démontrent que la réserve régulatrice est un stock d'eau transitoire en équilibre avec les contraintes extérieures de la surface et que son rôle est prépondérant pour comprendre les flux biogéochimiques continentaux. Par conséquent, il semble pertinent de s'interroger sur le devenir de cette réserve face aux perturbations anthropiques ? L'action combinée de l'homme et du changement climatique réduit-elle les capacités de stockage de l'eau sous terre ? Et quelles en sont/seront les conséquences en termes de flux biogéochimiques ?

Pour répondre à ces questions il faut caractériser les capacités de stockage des aquifères et de leurs réserves régulatrices, et ce, dans différents contextes et au court du temps. Ceci permettra de discuter de leur évolution sous l'augmentation des pressions anthropiques. La Figure 6 illustre comment les eaux de surface peuvent se mélanger aux eaux souterraines soit i) par leurs composantes issues de la recharge diffuse potentiellement altérée par l'utilisation des sols, soit par ii) l'eau des rivières qui pénètre dans l'aquifère et qui participe à la forte réactivité chimique de cette réserve régulatrice.

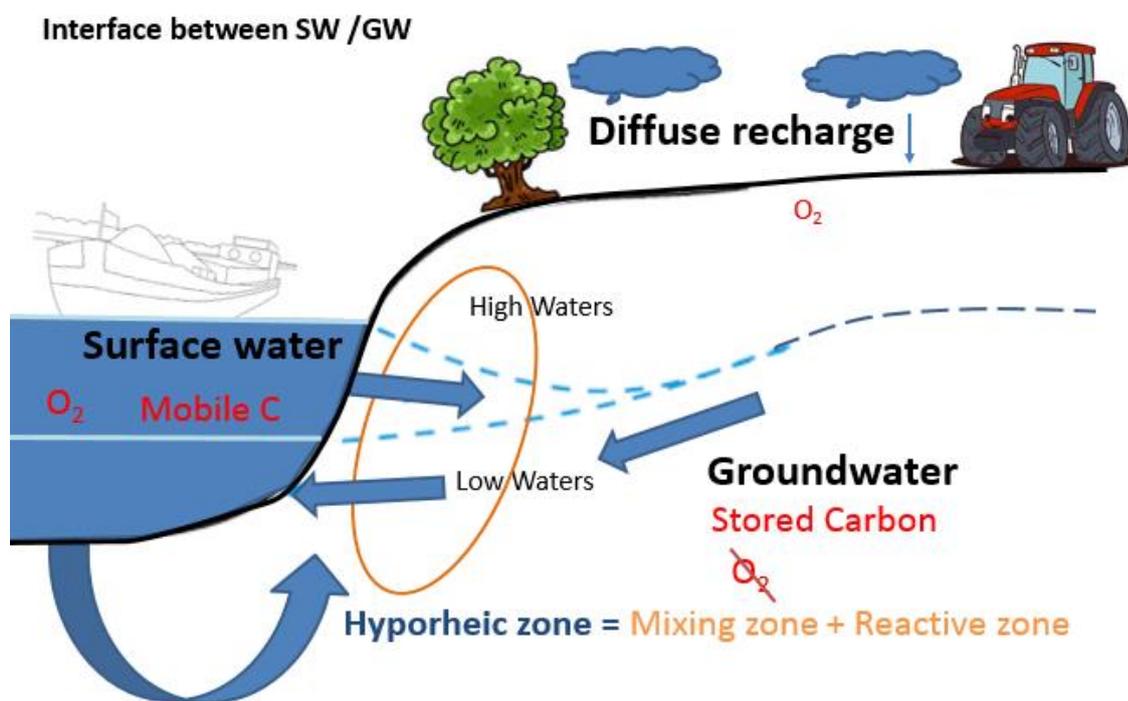


Figure 6 : Modèle conceptuel des échanges d'eau entre la surface et l'aquifère contrôlant la dynamique réserve régulatrice.

La réserve régulatrice se trouve donc en équilibre entre les différents flux entrant et sortant. Si l'un d'eux change, le mélange sera modifié. La caractérisation de cette zone de mélange se confronte à des questions méthodologiques. Comment étudier des échanges entre la surface et le milieu souterrain si ceux-ci s'opèrent sur un temps très court ? Les outils actuels de traçages en hydrologie nous

permettent-ils de « voir » ces eaux qui séjournent peu de temps sous terre ? Quels développements peut-on apporter pour affiner cette caractérisation ? Ces points seront abordés dans le chapitre méthodologique (III).

Une fois cette réserve caractérisée, la question scientifique initiale peut-être déclinée en plusieurs sous questions plus spécifiques concernant l'hydrologie et l'hydrochimie :

- (1) La baisse connue des lignes d'eau de surface dans de nombreuses rivières et les activités de drainage vont-elles affecter cette réserve ?
- (2) Les propriétés de l'interface sont-elles stables dans le temps? Quels facteurs et/ou quelles actions de l'homme peuvent modifier ces échanges et donc le volume de cette réserve régulatrice ?
- (3) Les apports d'eau venant de la surface fluctuent au cours des saisons, des crues... Quelles sont les conséquences de la saisonnalité et des événements extrêmes (crue ou sécheresse) sur ces échanges ?
- (4) Les réactions chimiques, localisées dans cette zone de mélange, sont-elles modifiées suite aux perturbations observées en surface ?
- (5) Et enfin, quels sont les indicateurs à disposition pour étudier l'évolution de cette réserve sur le long terme (siècle) et obtenir le recul suffisant pour mettre ce travail en perspective des changements globaux ?

Ces questions structurent mon projet de recherche et seront abordées dans la suite du manuscrit.

2.6. Karsts et tourbières, des hot spots des échanges d'eaux entre la surface et le milieu souterrain.

Plus la surface d'échange entre milieux de surface et souterrain est élevée, plus la réserve régulatrice sera conséquente. Deux familles de systèmes aquifères sont réputées pour être à l'interface entre eaux souterraines et eaux de surface : i) les karsts dont les réseaux de conduits peuvent être considérés comme des lieux où s'écoulent des eaux de surface en forte interaction avec l'aquifère qui l'entoure et ii) les tourbières dont les capacités de rétention d'eau exercée par la tourbe s'opposent aux réseaux de drainage qui traversent ces zones humides.

Si l'on s'intéresse aux implications des interactions entre eaux de surface et eaux souterraines sur les flux de carbone, ces aquifères sont des hot-spots de production dans les bassins versants du carbone organique dissous (COD) pour les tourbières, et inorganique dissous (CID) pour les karsts. A l'échelle continentale, le flux moyen étant approximativement du même ordre de grandeur pour l'organique et

l'inorganique avec 0.4 GT de carbone exporté annuellement soit 0.8 GT de carbone qui arrive vers les océans chaque année. Malgré le fait que ces systèmes ne représentent pas des surfaces continentales significatives (respectivement 3% et 13% des continents), ils produisent de 30 à 50% du COD (Gorham, 1991) et 63 à 74 % du CID (Gaillardet et al., 1999). Le facteur principal de contrôle des flux de carbone vers les rivières est le flux à l'interface (Schindler and Krabbenhoft, 1998), c'est-à-dire les échanges d'eau entre la surface et l'aquifère.

Pour observer ces flux et évaluer l'impact des perturbations anthropiques sur la dynamique de la réserve régulatrice, j'ai donc choisi de réaliser des suivis hydrochimiques aux exutoires de systèmes karstiques et tourbeux. Aborder la question des perturbations anthropiques nécessite de travailler sur des chroniques sur le long terme et/ou de travailler sur des sites où une perturbation anthropique singulière peut-être identifiée.

Ainsi mon travail s'appuie deux dispositifs du CNRS (SNO Tourbière et SNO KARST), ces derniers mettent à disposition des données hydrochimiques issues de chroniques acquises sur une dizaine de sites français. Je travaille en étroite collaboration avec mes collègues des réseaux SNO à l'élaboration et à la structuration de bases de données permettant d'aborder le lien entre flux d'eau, de carbone et les perturbations anthropiques. A chaque fois, l'étude des flux avant / après une perturbation est la base de ma méthodologie de travail (Figure 7).

Que ce soit pour le carbone organique et inorganique, ces sites permettent d'aborder la question des facteurs qui contrôlent les flux de carbone vers les rivières, et d'étudier le lien entre l'intensité des échanges entre eaux de surface et souterraine et réactivité chimique dans les milieux naturels.

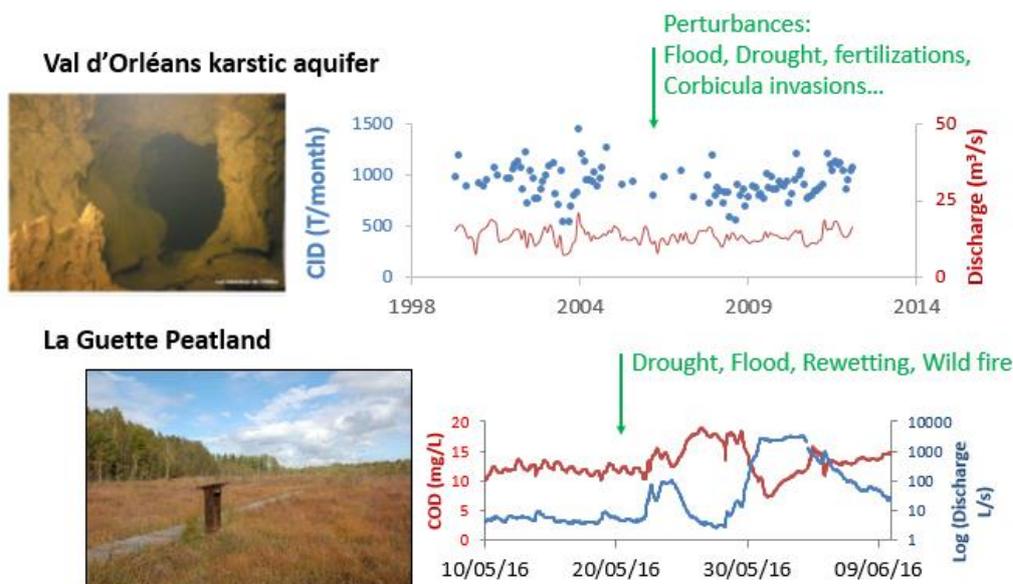


Figure 7 : Méthode pour la caractérisation de l'impact des activités anthropiques sur les capacités de stockage des eaux souterraines : suivi temporel avant /après la perturbation.

3. Méthodes d'analyse des échanges entre eaux de surface et eaux souterraines:

Les méthodes de quantification directe des échanges de flux entre la rivière et l'aquifère sont peu nombreuses. En raison de la complexité de l'interface nappe-rivière et de la forte variabilité spatio-temporelle des processus, la quantification des échanges d'eau nécessite une approche pluridisciplinaire (Sophocleous, 2002) et multi-échelle (Scanlon et al., 2002). Une présentation de ces méthodes est présentée dans Mouhri et al. (2012)

3.1. Débitimétrie et piézométrie

Pour une section de rivière, un débit de rivière observée de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ correspondrait à un débit d'échange de l'ordre de $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure 3). Il existe en moyenne un facteur 100 entre les deux flux. L'observation des interactions eaux de surface / eaux souterraines par la méthode des jaugeages différentiels (variabilité spatiale) sur différents tronçons de rivière s'avère donc compliquée. Si l'on admet environ 5% d'erreur sur la mesure du débit de la rivière, le débit d'échange sera plus petit que l'incertitude de mesure. L'application de cette méthode se limite à des conditions très précises.

Ainsi, des développements théoriques et empiriques ont été réalisés à partir d'hydrogrammes (évolution temporelle des débits) initialement par Boussinesq (1877) puis Maillet (1905). Le principe repose sur la séparation de l'hydrogramme par l'analyse des fréquences des débits (Fetter, 1994) ou l'analyse des courbes de récession (décrues). Le débit total de la rivière est scindé en différentes composantes ; une composante de base associée aux écoulements lents de la nappe, une composante hypodermique et une composante rapide liée au ruissellement de surface. L'analyse de l'hydrogramme est une méthode efficace pour estimer la contribution des écoulements souterrains aux débits des rivières. Elle fournit des informations sur la variabilité temporelle de ces contributions (Bailly-Comte et al., 2012), mais rarement sur la distribution spatiale des échanges nappe-rivière (Mouhri et al., 2012). C'est une méthode globale qui intègre l'ensemble des processus hydrologiques dans une unité hydrologique fonctionnelle telle que le bassin versant, méthode basée sur les mêmes concepts que ceux de la réserve régulatrice présentés précédemment.

3.2. Traçage artificiel

Les essais de traçage sont également utilisés pour quantifier les interactions nappe-rivière. Ils fournissent des informations sur les temps de séjour, sur la vitesse d'écoulement, sur les cinétiques de dispersion dans l'aquifère, et sur le degré de connexion hydraulique avec le cours d'eau (Flury and Wai, 2003). Ces essais consistent à injecter une certaine quantité d'un traceur (particules, colorant) en un point et de suivre dans le temps et dans l'espace son arrivée en d'autres points comme le lit mineur de la rivière ou un piézomètre de bordure (Mouhri et al. 2011). Pour faciliter l'interprétation des traçages et mettre en évidence l'existence de stockage transitoire, des outils d'interprétation des traçages en milieux poreux ont été développés. Citons par exemple l'interface graphique TRAC pour les utilisateurs développée en partenariat avec le BRGM (Gutierrez et al., 2013)

D'un point de vue méthodologique, l'interprétation des traçages à l'interface entre eaux de surface et eaux souterraines, comme dans les systèmes karstiques est encore un sujet de recherche actif. Les restitutions observées dans les conduits karstiques ne se comportent pas comme ce qui est prédit par la théorie du transport dans un conduit (Figure 8). Le retard d'une partie du colorant traduit l'existence d'un stockage transitoire. Les causes de ce retard, discutées par Massei et al. (2006), suggère l'existence d'une couche limite où les écoulements sont moins rapides. Wu and Hunkeler (2013) parlent de zone hyporheique expliquée par la présence de sédiments dans le conduit. Joodi et al. (2010) montrent que la tortuosité des conduits peut aussi expliquer ce retard. Pour modéliser ce comportement en s'affranchissant de la physique, Labat and Mangin (2015) utilisent des fonctions de transfert à sept paramètres (trois de plus qu'une loi de dispersion en une dimension).

Les discussions restent ouvertes, mais c'est bien les interactions entre eaux de surface et eaux souterraines qui semblent expliquer ces phénomènes. Le traçage est l'outil de caractérisation des temps de séjour très court de l'ordre de quelques semaines.

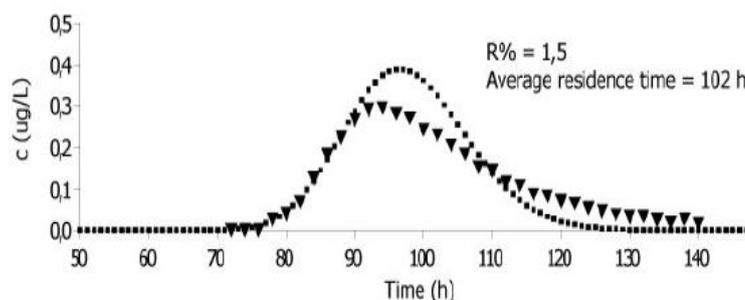


Figure 8 : Courbe de restitution d'un traceur à la sortie d'un conduit karstique (triangle) et modélisation de la restitution pour un conduit théorique. La différence entre ces deux courbes met en évidence un retard des données observées comparées à celles modélisées, retard appelé « traine » qui souligne l'existence de stockage transitoire (Binet et al., 2010).

3.3. Traceurs environnementaux

Depuis les années 1980, les hydrogéologues ont recours aux méthodes de traçage naturel de l'eau pour comprendre les échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain. Il s'agit d'utiliser l'évolution temporelle de la température de l'eau ou des concentrations en ions majeurs à la source pour discuter des mélanges d'eau. Ces méthodes ont été largement appliquées aux bassins versants karstiques (Mudry, 1990) pour suivre les variations d'éléments chimiques, traceur naturel d'un type d'eau bien défini. Plusieurs travaux ont montré l'existence d'échanges spatio-temporels complexes entre drains et milieu poreux.

Pour illustrer l'apport des suivis hydrochimiques à l'étude des mélanges d'eau entre écoulements rapide et écoulement lent, citons Charmoille et al. (2009) qui étudient ces échanges d'eau par une analyse conjointe des mesures hydrochimiques et de pression dans la nappe. Dans ce milieu fracturé, l'hydrochimie permet de distinguer les écoulements circulant dans les discontinuités à perméabilité basse de celles à perméabilité élevée. Pendant les variations de la charge hydraulique, les eaux des diverses discontinuités se mélangent. Ce travail met en évidence que les volumes d'eau mélangés peuvent être significativement plus grands que ceux estimés par une approche hydraulique qui produit un résultat net, entrée –sortie.

Dater les eaux souterraines

L'âge des eaux souterraines (ou son temps de transfert) correspond à la durée entre son point d'infiltration au point de prélèvement et son point de captage d'eau potable (<http://lades.fr>). L'eau qui s'infiltré enregistre la signature de l'atmosphère des gaz anthropiques dont la production n'a commencé qu'au milieu du XXème siècle (Figure 9).

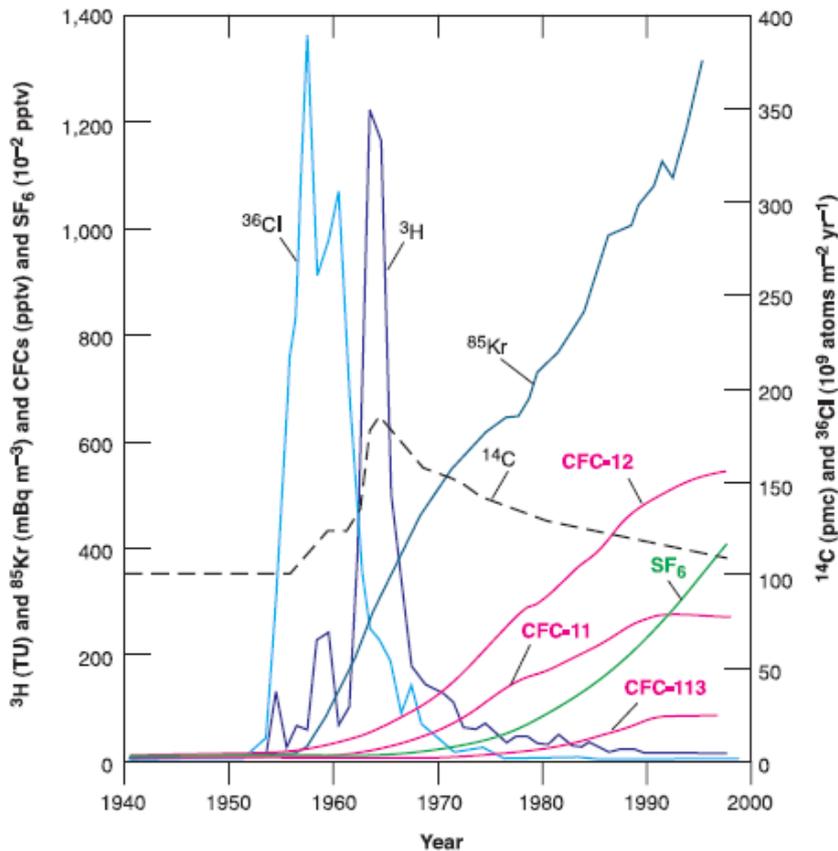


Figure 9 : Traceurs environnementaux utilisés pour déterminer l'âge de l'eau. (Alley et al., 2002)

La méthode de datation des eaux souterraines la plus utilisée est basée sur l'analyse des CFC (chlorofluorocarbone) et du SF₆ (Hexafluorure de soufre) dissous qui composent cette signature. La présence de ces composés gazeux dans une nappe d'eau implique directement la présence d'une certaine proportion d'eau infiltrée au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle et donc potentiellement marquée par les activités anthropiques.

C'est l'ensemble de ces considérations qui a conduit à l'analyse des CFC et SF₆ dans les eaux souterraines. Comme toute eau qui s'infiltré, s'équilibre avec l'atmosphère, on peut en déduire que plus il y a de CFC et/ou de SF₆ dans les eaux souterraines, plus cette eau est récente. Dans les meilleures estimations, la précision des analyses par le dosage de l'eau au CFC et SF₆ est de plus ou moins 5 ans. La présence ou l'absence de tels composés anthropiques dans les eaux souterraines permet de mieux appréhender le fonctionnement hydrogéologique des nappes et les éventuelles perturbations liées à son exploitation.

L'application de ces méthodes, sur le secteur de Chartres, nous a permis d'estimer les temps de séjour des eaux souterraines dans les craies de Beauce et de relier les impacts des pratiques agricoles à l'évolution des nitrates (Binet et al., 2016).

Nouvelles méthodes pour les temps de séjour « très court »

Entre les méthodes de traçage artificiel (1 mois) et les traceurs environnementaux (> cinq ans), il existe une zone d'ombre pour caractériser les temps de séjour intermédiaires de l'ordre d'une année.

Si l'on s'intéresse à la réactivité chimique des systèmes naturels, la quantité d'eaux de surface qui passe dans le milieu poreux contrôle cette réactivité, car nombres de réactions chimiques sont instantannées. La question prépondérante n'est pas de connaître le temps passé en contact avec la roche, mais l'existence ou non d'un contact. Les eaux à temps de séjour court ne peuvent pas être négligées. Vu l'enjeu, de nombreux développements méthodologiques sont en cours pour améliorer notre connaissance et nos capacités de caractérisation des eaux ayant un court temps de séjour sous terre.

COT et de la fluorescence naturelle

La première piste consiste à travailler sur le carbone organique dissous. Celui-ci est acquis par l'eau qui s'infiltré dans l'horizon organique du sol. Cette même eau peut par la suite s'infiltrer vers le milieu souterrain. Le carbone organique va se dégrader à mesure que le temps de séjour augmente. (Batiot et al., 2003; Emblanch et al., 1998)

Sur le site de Siou-Blanc vers Toulon, une corrélation a pu être mise en évidence (Binet et al., 2006) entre la baisse des concentrations en carbone organique total, l'augmentation du magnésium qui marque une augmentation des interactions eau / roche et le temps modal des traceurs artificiels (Figure 10). Ces résultats sont cohérents avec ceux observés sur le site expérimental de Rustrel (Blondel et al., 2010), qui proposent une loi dévolution du ratio HIX (rapport entre 2 longueurs d'onde du spectre de fluorescence de l'eau). Ce ratio est considéré comme marqueur de la dynamique de dégradation du carbone organique du sol et possède une demi-vie de l'ordre de 3 mois.

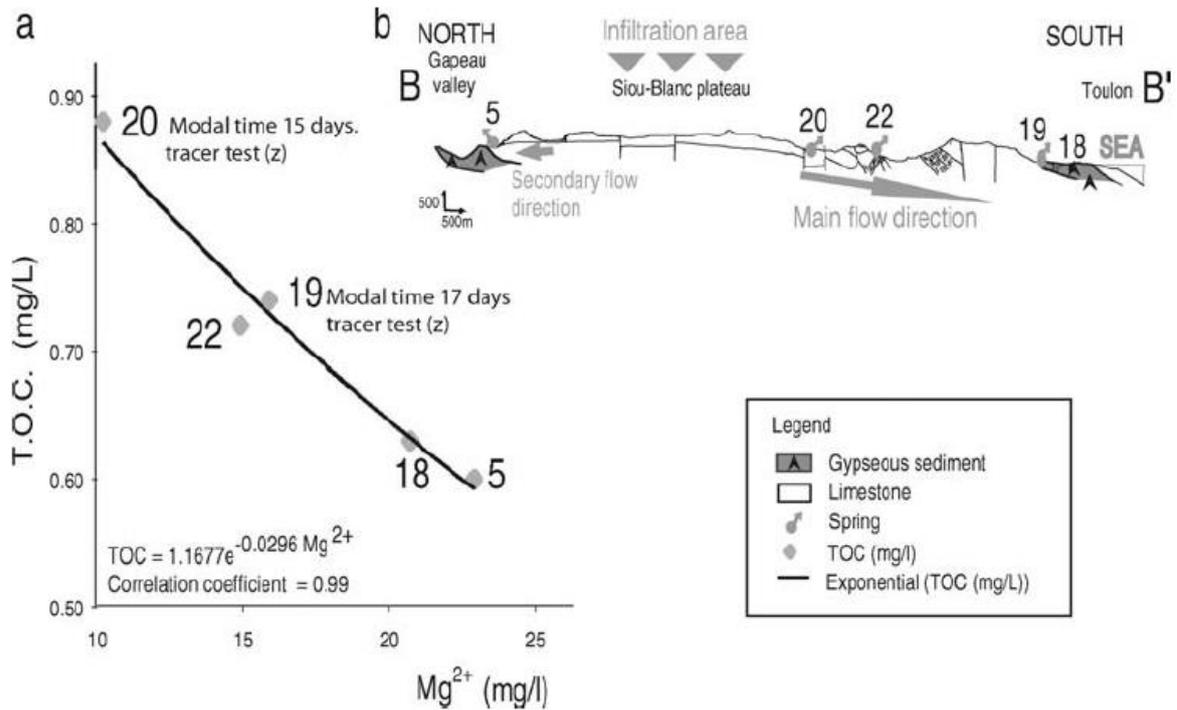


Figure 10 : Traceur des temps de séjour court (Mg et TOC) dans un aquifère karstique (Siou Blanc, Toulon) et comparaison avec le temps modal des traceurs artificiels. (Binet et al., 2006)

Un des avantages du carbone organique dissous (comme traceur des temps de séjour) réside dans le fait qu'une partie de ce carbone est fluorescent. Ainsi des suivis hautes fréquences (horaire) de la fluorescence de l'eau peuvent être mis en place pour traquer sur une source des arrivées d'eau à temps de séjour intermédiaire. Ce type d'approche a été appliqué sur le site de Valabres dans les Alpes maritimes (Charlier et al., 2010) où la conductivité électrique et la fluorescence de l'eau ont été suivies à haute fréquence. Ce suivi a permis de différencier à la source un mélange entre de l'eau de pluie au temps de séjour très court (faible conductivité et pauvre en carbone), des eaux au temps de séjour intermédiaires (faible conductivité et riche en carbone) provenant des sols et des eaux à temps de séjour long (forte conductivité et peu de carbone) provenant de l'aquifère fissuré.

Cyclicité annuelle et déphasage :

Le dernier outil dans la panoplie du traçage des eaux d'infiltrations à temps de séjour intermédiaire est l'isotopie de l'eau. Le fractionnement isotopique en deutérium et en oxygène 18 de l'eau de pluie évolue spatialement avec la température. Spatialement il en résulte un fractionnement avec l'altitude. En montagne, il permet de calculer l'altitude d'infiltration des eaux alimentant une source (Binet et al., 2007).

Temporellement, le fractionnement va évoluer avec la saison (Grosbois et al., 2000). A la transition basses eaux / hautes eaux le suivi isotopique d'une résurgence peut permettre de mettre en évidence

la part d'eau de surface (la signature isotopique vient de basculer avec l'arrivée des eaux de crues) de celle des eaux souterraines qui ont gardé la signature estivale et donc d'estimer des temps de résidence court sous terre (Aquilina et al., 2006). La Figure 11 montre un exemple provenant des sources du Loiret, suite à l'arrivée d'une crue de la Loire, l'appauvrissement en isotopes tarde à se répercuter sur la résurgence. Cet écart entre la Loire et la résurgence permet de calculer les quantités d'eau provenant de la Loire (%S) et celles provenant de l'aquifère qui l'entoure (%A). Même si la quasi-totalité de l'eau de la résurgence provient de la Loire, 80% correspond à de l'eau de Loire récente, et une petite vingtaine de pourcent correspond à de l'eau de Loire pré-crue, donc au temps de séjour retardé par rapport au flux qui provient du conduit (Binet et al., 2017).

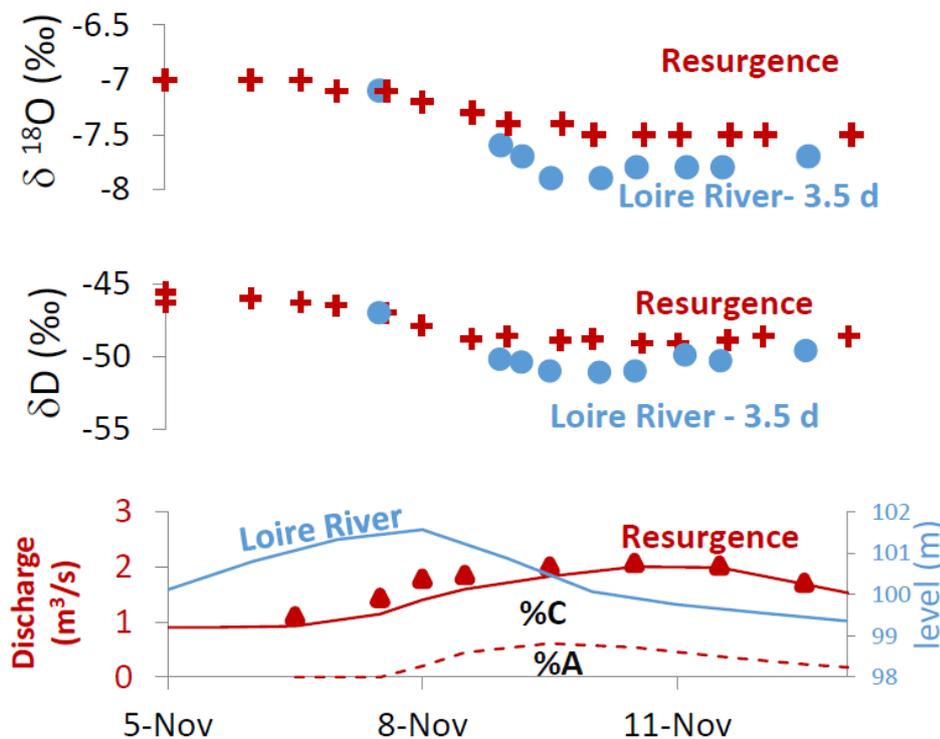


Figure 11 : Transition été/hiver de l'oxygène 18, du Deutérium et du débit dans la Loire et impact sur les eaux de la résurgence du Loiret. L'arrivée d'eau plus appauvrie en hiver permet de dater le temps de séjour de l'eau dans le karst du Loiret. (Binet et al. 2017)

3.4. Quantifier les échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain

Décomposition d'hydrogramme

Connaitre l'âge de l'eau permet de démontrer l'existence d'échange entre eaux de surface et eaux souterraines. Si l'on s'intéresse à la concentration en un élément C conservatif, dans un écoulement de surface il subira une dilution et une dispersion. De ces processus, il en résulte que la concentration

évolue avec l'inverse du débit ($1/Q$) (Mudry, 1990). Dans le milieu naturel, certaines relations débits / concentrations montrent des hystérésis (Figure 12) interprétées comme des mélanges avec l'eau de l'aquifère.

Si la concentration de l'aquifère est connue, il est possible à partir de l'hydrogramme de séparer la part provenant des différents réservoirs de celle provenant des eaux de surface (Ladouche et al., 2001).

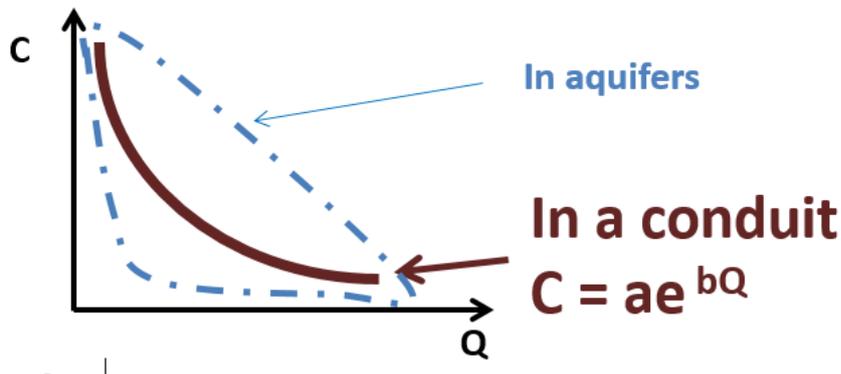


Figure 12 : Identification des échanges entre eaux de surface et eaux souterraines par la méthode des diagrammes débit concentrations.

Modélisation des échanges eau à l'interface surface / souterrain

Les méthodes d'observations étant très lourdes à mettre en place et ne permettant pas une analyse spatio-temporelle complète, des méthodes indirectes ont été développées. Elles s'appuient sur la loi de Darcy (Marsily, 1981) et permettent de quantifier ces échanges. Les flux d'eau (Q) entre la surface et le milieu souterrain sont contrôlés par la différence de charge hydraulique entre les deux domaines ($h_{riv}-h$), ils sont décrits par un coefficient d'échange (Φ) et sont proportionnels à la surface de l'interface (A) (équation 1).

$$Q = A \cdot \Phi \cdot (h_{riv} - h) \quad (\text{équation 1})$$

Depuis quelques années, des modèles dits distribués permettent de discrétiser un réseau de discontinuité immergé dans un milieu poreux (ex : Feflow www.feflow.info/). Ces modèles, appliqués avec succès aux milieux poreux comme les alluvions, s'avèrent difficilement transposables aux aquifères discontinus caractérisés par des réseaux de drainage, des fractures, des conduits ou des chenaux facilitant la circulation de l'eau. Ces réseaux, de surface et souterrain, contrôlent l'infiltration. Les discontinuités en concentrant les flux en un point permettent des augmentations locales de la charge hydraulique et favorisent un franchissement accru de l'interface (Jeannin, 2001). Les pertes de

charges ne suivent pas la même loi physique suivant le milieu (poreux ou conduit). Cette aspect nécessite donc de connaître ou d'estimer la géométrie des conduits pour pouvoir proposer une modélisation des écoulements (Borghi et al., 2012).

Au cours de mes travaux, j'explore les possibilités d'un modèle hydrodynamique relativement simple, composé d'un conduit rectiligne, dont les écoulements sont décrits par la loi de Manning Stricker, et immergé dans un milieu poreux dont les écoulements sont décrits par la loi de Darcy (Figure 13). Les échanges d'eau entre les milieux sont décrits par l'équation 1. Si le conduit est saturé d'eau on s'approche d'un conduit karstique, si le conduit montre des écoulements libres, le fonctionnement s'approche de celui d'une tourbière. Tourbières et karsts sont donc l'expression de deux extrêmes dans un modèle plus général d'interaction rivière/aquifère. Avec cette approche, la recharge diffuse fait partie intégrante de ce modèle et participe à l'évolution de la réserve régulatrice.

Les modèles distribués, même sur une géométrie simple, permettent maintenant d'aborder la question de la variabilité spatiale des échanges, de la zone de recharge à la zone de décharge.

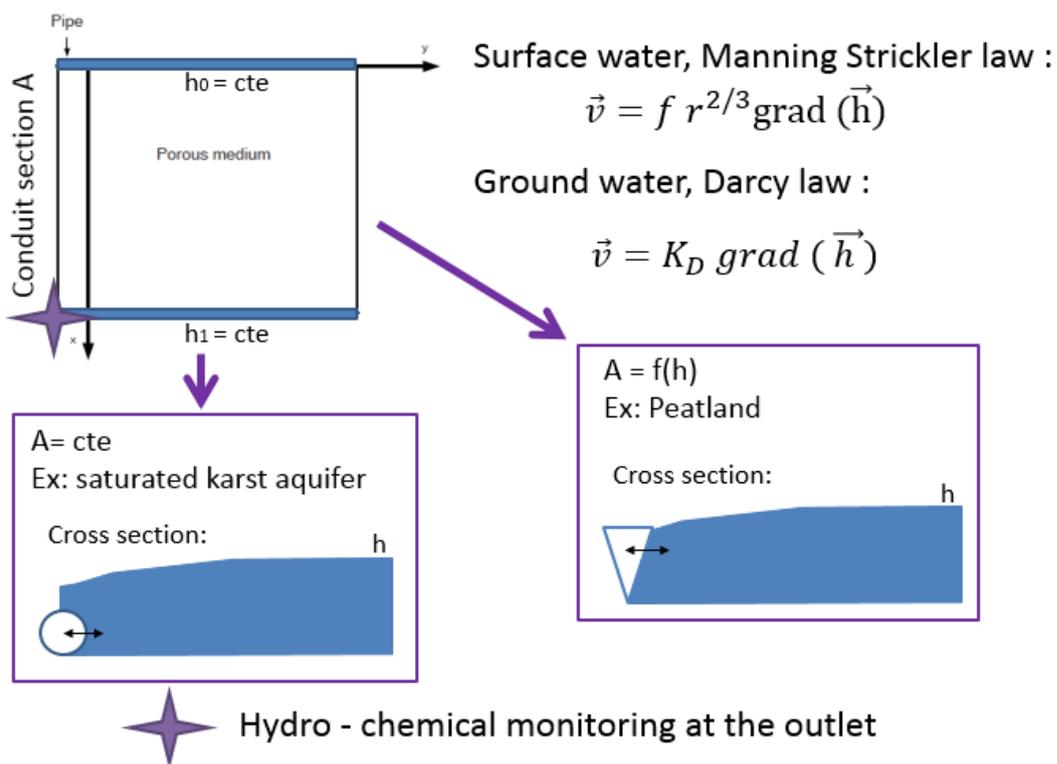


Figure 13 : Modèle conceptuel des échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain : cas particulier des karsts et des tourbières.

Ces modèles couplés à base physique nécessitent de connaître un grand nombre de paramètres qui peuvent varier dans l'espace et dans le temps. Le modélisateur se trouve souvent confronté à un

problème de sur-paramétrisation qui rend les résultats du modèle difficile à discuter. Une solution pour réduire ces incertitudes réside dans la calibration multicritères (Choi and Beven, 2007). La validation des modélisations hydrodynamiques pourra s'appuyer sur d'autres sources de données que les données hydrodynamiques sensu stricto. Sur cet aspect, le traçage naturel et les calculs de débit d'eau par la décomposition d'hydrogramme ont toute leur place. La confrontation de ces modèles hydrodynamiques avec les enregistrements de traceur naturel peut mettre en évidence, par exemple, l'importance des mélanges aux interfaces, jusqu'ici sous-estimée par la modélisation hydrodynamique.

Dans ces approches, l'impact de l'homme sur les écoulements souterrains est abordé en faisant varier une condition à la limite, de pompages, de recharges... La modélisation de l'impact de l'homme sur hydrologie reste limitée. Citons ici une approche en plein essor, nommée « agent-based model » ou « hydro-economic model » qui modélise le comportement d'un individu ou d'un groupe soumis à des contraintes vis-à-vis de son utilisation de la ressource. Ceci ayant pour objectif de mieux appréhender les interactions entre l'homme et la ressource en eaux souterraines (Harou and Lund, 2008).

Le concept de distribution des temps séjour

Devant la complexité de mise en place de modèle à base physique, des outils plus simples de transfert du signal du point d'infiltration en entrée à la sortie des systèmes aquifères ont été développés pour étudier les temps de séjour des eaux souterraines.

Des méthodes indirectes s'appuient sur l'étude de relation pluie / débit par les analyses en ondelette (Labat, 2005) ou par réseau de neurones (Siou et al., 2011) pour décrire le fonctionnement du système « eaux souterraines ». Le nom varie en fonction de la méthode, mais ces méthodes décrivent le système hydrologique comme une fonction de densité de probabilité d'arrivée des eaux, une réponse unitaire hydrologique (HRU), ou encore une distribution des temps de séjour.

L'objectif de la thèse de M. Dedewanou (2014) portait sur la mise au point d'une méthodologie permettant d'estimer les temps de séjour à partir de données cartographiques provenant des études de vulnérabilité des forages d'alimentation en eau potable (AEP) de la ville d'Orléans. Ces méthodes sont très développées pour les eaux de surface. En compilant les différentes informations géologiques, pédologiques, d'utilisation du sol... et en les connectant à des bases de données sur les propriétés hydrodynamiques des roches, il a été possible d'estimer un temps moyen de séjour et un nombre de Peclet (caractérisant la dispersion) pour chaque filet d'eau arrivant au forage (Figure 14), en le subdivisant en différents fragments : de la surface vers l'aquifère (écoulements non-saturés) puis de l'aquifère vers le forage (écoulements saturés dans un milieu discontinu).

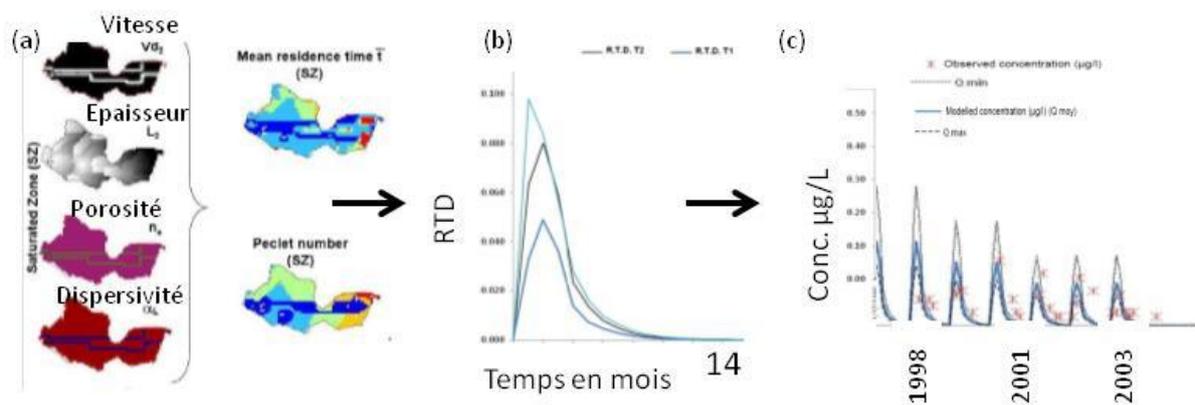


Figure 14 : Modélisation intégrée par (a) compilation de données spatialisées sur le bassin versant d'indicateur du temps moyen de séjour et du nombre de Peclet, paramètres descriptifs du séjour (b) distribution des temps de séjour aux forages du Val d'Orléans, permettant de (c) modéliser les concentrations en Atrazine aux forages. Ce travail illustre les relations entre la structure spatiale et les dynamiques temporelles du système (Dedewanou et al., 2015).

La compilation de ces données aboutit à une distribution des temps de séjour (D.T.S.) (Figure 15) en fonction des différents trajets et mécanismes de dispersions possibles dans le système. Ce travail transforme les données spatiales en hydrogrammes et en chimiogrammes unitaires au forage AEP. Ces chimiogrammes unitaires permettent d'estimer statistiquement l'impact d'une politique de gestion agricole du territoire sur les variations temporelles de la quantité et de la qualité des eaux arrivant aux forages AEP.

Cette approche est volontairement simplificatrice par rapport à la complexité des échanges décrits précédemment. Elle s'inspire des modèles hydriques mélangeant modèles réservoirs et modélisation à base physique (Brouyère et al., 2009) et s'avère très utile pour mettre à disposition des gestionnaires des outils simples d'utilisation pour la gestion de la ressource en eau. D'autres applications ont déjà eu lieu en Beauce (Binet et al., 2016). Ces courbes de distributions des temps de séjour peuvent être la simplification de modélisation plus complexe (ModFlow ou Feflow). Les D.T.S. décrivent la migration de contaminants en se basant sur des concepts hydrodynamiques beaucoup moins lourd à manipuler que les modèles à base physique tout en conservant l'information importante sur la complexité des chemins d'écoulements souterrains.

Géométrie des réserves régulatrices

Pour étudier l'interface surface /souterrain, ou pour estimer les D.T.S. de l'eau arrivant à un point de sortie, il est nécessaire d'appréhender les systèmes en intégrant leur particularité. Dans ce domaine, le développement des systèmes d'information géographique (S.I.G.) a permis de nombreuses avancées dans l'intégration multi-données sur un secteur défini et constitue une base de travail nécessaire à mes recherches.

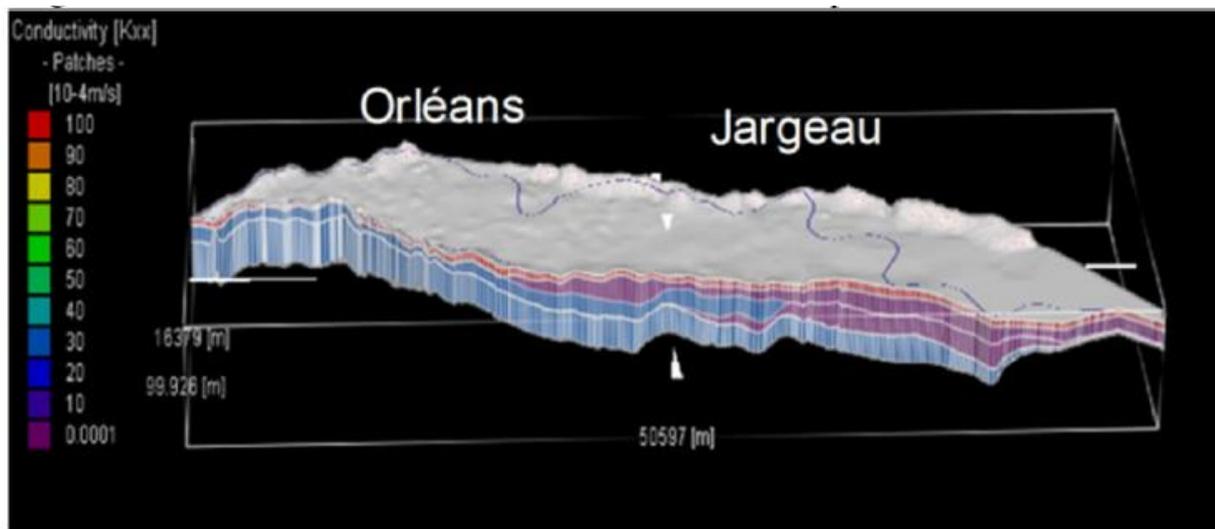


Figure 15 : Modèle géologique 3D du système aquifère multicouche du Val d'Orléans. (Auterives et al., 2014)

Non seulement ces données constituent des données d'entrée des modèles hydrologiques, mais le SIG, outil d'analyse spatiale et statistique, permet de chercher des corrélations entre objet en fonction de leur éloignement. Ce point technique est un lien fort à Orléans car il fédère un grand nombre de chercheurs de l'ISTO et m'a permis de travailler en collaboration avec Geohyd du groupe ANTEA pour le développement d'interface pour les utilisateurs.

La Figure 15 illustre la spatialisation en 3D et la possibilité de ces outils, avec un bloc diagramme montrant la distribution spatiale de la conductivité hydraulique des roches du Val d'Orléans.

4. Mon apport à la compréhension de la dynamique de réserve régulatrice face aux activités anthropiques

L'observation par les méthodes de traçage naturel et la modélisation des échanges d'eau m'a permis de mettre en évidence quelques mécanismes clés qui relient la réserve régulatrice aux activités anthropiques, comme l'évolution sur le long terme des niveaux de bases, des propriétés de l'interface, ou de la saisonnalité des eaux de surface. Ces travaux apportent la preuve de la non stationnarité de ce volume de réserve sur le long terme.

4.1. Les niveaux de base et la réserve régulatrice

En plaine, les écoulements d'eaux de surface comme ceux d'eaux souterraines sont dominés par des écoulements en régime fluvial, c'est-à-dire que l'hydrologie est dominée par un contrôle hydraulique aval. La condition à la limite aval contrôle la répartition des hauteurs d'eau dans l'aquifère. Si l'homme modifie la ligne d'eau en surface, l'ensemble de l'aquifère qui lui est connecté va être impacté par cette modification, engendrant pour un drainage ou un enfoncement du lit d'une rivière une perte nette de réserve en eaux souterraines.

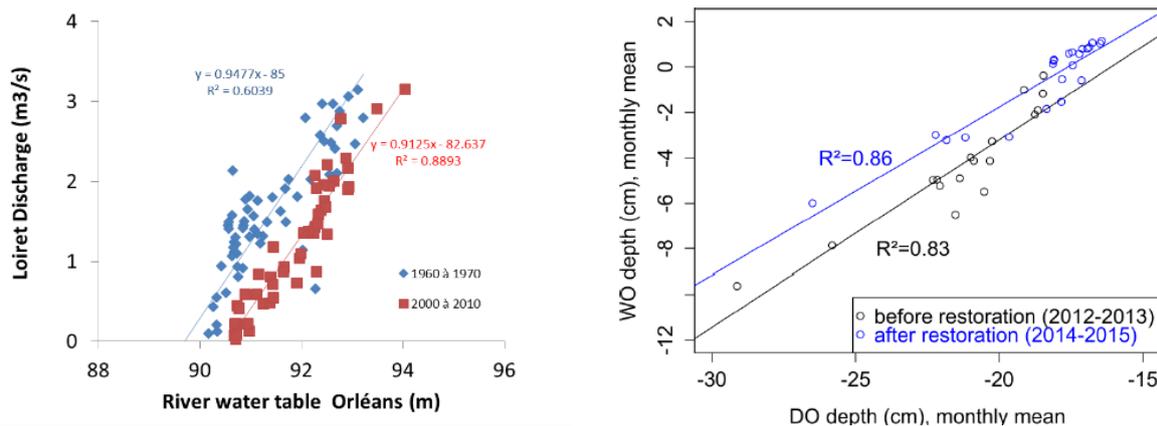


Figure 16 : Impact du niveau de base aval sur les capacités de stockage des aquifères, a) la source du Loiret (Bouillon) dans les années 60 et aujourd'hui après 20 ans d'exploitation du sable en Loire (Binet et al., 2012), b) la tourbière de la Guette avant et après restauration du site (Laggoun-Déferge et al., 2016).

Ce phénomène a été observé sur le système karstique du val d'Orléans (Figure 16a). Depuis quelques années les habitants expriment le ressenti d'une baisse du niveau d'eau de la rivière du Loiret. La comparaison diachronique, entre les années 1970 et aujourd'hui, des relations entre le débit à la source et la piézométrie sur le site illustre que, pour un débit donné, l'aquifère enregistre actuellement une charge hydraulique un mètre inférieure à celle des années 70. Le système a donc perdu un mètre d'eau dans sa réserve. Cette baisse de niveau, corrélée à la baisse du niveau observé en Loire (Chapuis, 1997), il semblerait que l'exploitation des gravières dans le lit majeur a affecté l'hydrogéologie, pas seulement la composante alluviale mais tous les aquifères connectés drainés par la Loire.

Si l'on aborde le problème maintenant sous le point de vue de la restauration hydrologique, pour les tourbières par exemple, rehausser à l'aval le niveau d'eau d'une tourbière en régime fluvial doit donc impacter l'ensemble du système tourbeux jusqu'à l'amont. Ce type de restauration a été réalisé sur la tourbière de la Guette afin de limiter la reforestation du site observée depuis la construction de la route au début du siècle dernier (Figure 16b). La piézométrie dans la zone affectée par les travaux montre une dynamique différente depuis les travaux de restauration comparée à celle enregistrée par un piézomètre témoin situé dans un autre sous bassin du site. A condition hydraulique similaire, le niveau de l'eau est plus haut de 2cm environ. Dans ces systèmes, la sub-surface est très conductrice et très poreuse, 2 cm d'eau en plus correspondent donc à un volume supplémentaire d'eau non négligeable.

4.2. Franchir l'interface de la zone de stockage.

La présence d'eau de surface étant une condition nécessaire pour que des échanges existent, elle n'est pas forcément suffisante.

Facteur limitant, le flux à l'interface

Sur le système d'observation tourbière (SNO tourbières), les fluctuations du niveau d'eau de la tourbière de la Guette (Sologne) ont été suivies entre 2008-2013 sur quatre placettes d'étude, deux en contexte ouvert (communautés végétales herbacées) et deux en contexte boisé (colonisation par le bouleau). Une forte baisse du niveau de la nappe a été observée sur l'ensemble des placettes lors des sécheresses estivales de 2009 et 2010, de plus on observe une hétérogénéité spatiale des minimums atteints, en milieu boisé la baisse du niveau est plus accentuée. Pour comprendre l'origine de cette baisse et son hétérogénéité spatiale, nous avons élaboré un modèle réservoir posant l'hypothèse de travail suivante : la tourbe est définie par une double porosité permettant des écoulements lents dans les micropores et des écoulements rapides dans les macropores. Le calcul conceptualise la consommation de différentes plantes vasculaires (herbacées et ligneuses), les

échanges d'eau entre les deux porosités et considère que le ruissellement est fonction de la hauteur d'eau dans la tourbière (loi de vidange non linéaire). Le modèle reproduit les fluctuations du niveau d'eau à partir des données pluviométriques et d'évapotranspiration mesurées au centre de la tourbière.

Le modèle (Figure 17) permet de reproduire les fluctuations observées sur le site et ceci même durant les fortes périodes de sécheresse, l'hypothèse de double porosité semble adéquate pour décrire ce système. L'analyse du modèle suggère que i) les plantes vasculaires limitent les écoulements dans la tourbe. Ce processus est accentué par les changements des espèces végétales liés à la dynamique d'évolution de la tourbière (colonisation du bouleau) ; ii) après une sécheresse, plus de trois ou quatre années de conditions météorologiques sans sécheresse sont nécessaires pour re-saturer complètement la tourbe (Figure 17). Durant cette période, même si les macropores se remplissent rapidement suggérant une tourbière saturée en eau, le modèle montre que 30% d'air se retrouve piégé dans les micropores. Le facteur limitant la réhumectation de la tourbe est le flux à l'interface macropores/micropores, estimé par le modèle de l'ordre de $50 \text{ L.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Ainsi, il faudra plus d'une année pour recharger les $100 \text{ L.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ qui se sont évaporés en 10 jours pendant la sécheresse.

Ce temps de resaturation peut influencer les mécanismes biogéochimiques contrôlant le cycle du carbone par apport d'oxygène dans un milieu anoxique. Ainsi, si une sécheresse estivale peut avoir un impact sur les flux pendant plusieurs années, une succession de sécheresses pourrait montrer des effets cumulatifs modifiant fortement le fonctionnement de la tourbière.

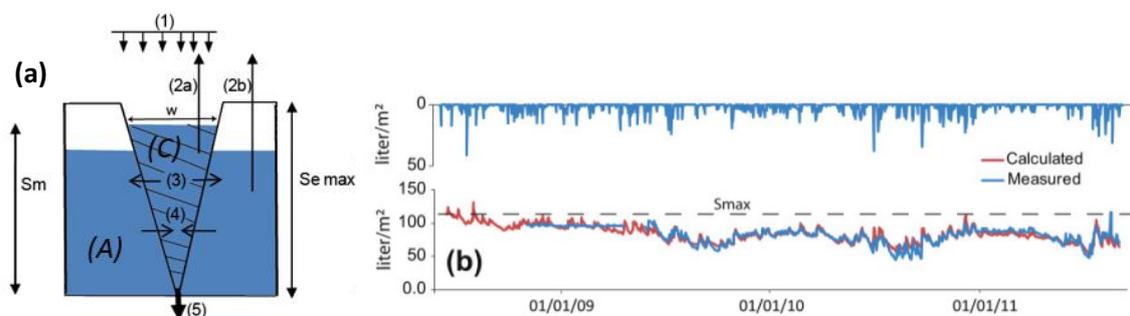


Figure 17 : a/ Modèle conceptuel des échanges d'eau entre un réservoir poreux (A) et un chenal (C) de largeur w , (1) précipitations, (2) évapotranspiration, (3) infiltration, (4) décharge, (5) ruissellement. S_m et S_e sont les hauteurs d'eau contenues dans chaque réservoir. $S_{e \max}$ est la capacité maximum du réservoir micro-poreux. b/ Evolution temporelle des capacités de stockage de la tourbe, observées et modélisées. Binet et al. (2013) Journal of Hydrology

Equilibres et rupture dans les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines

Dans les modèles d'échanges d'eau entre surface et souterrain (équation 1), le coefficient d'échange est contrôlé par le facteur limitant entre l'état de colmatage de l'interface et les propriétés hydrodynamiques du milieu souterrain. Dans les cas intermédiaires, où le colmatage n'est pas complet, il est difficile d'identifier le facteur contrôlant ces échanges. Comment représenter correctement à cette échelle le coefficient d'échange ? L'hypothèse première, suivant la loi de Darcy, consiste à dire que le drainage est proportionnel aux surfaces colmatées. Pour tester cette hypothèse, nous avons suivi les quantités d'eau échangées entre un lac de carrière, utilisé pour faire flocculer des résidus argileux d'exploitation des granulats, et le milieu souterrain. Ces lacs se colmatent donc au cours du temps. Les observations réalisées sur le site ont été confrontées à une modélisation hydrodynamique en trois dimensions du système lac/eaux souterraines.

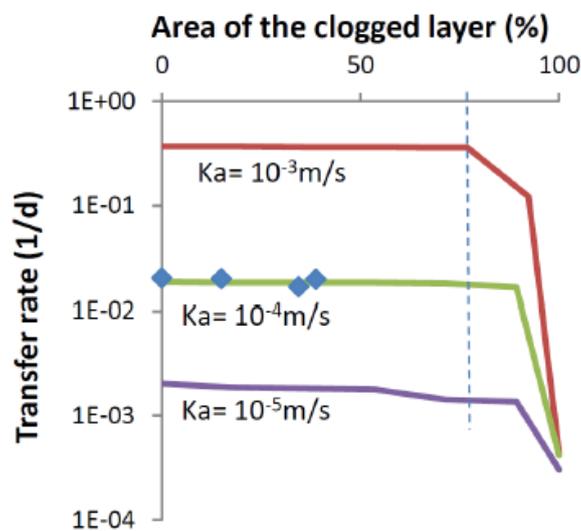


Figure 18: Estimation du coefficient de transfert entre l'eau d'un lac et le milieu souterrain en fonction du pourcentage de surface colmatée par les boues, pour trois valeurs de conductivité de l'aquifère (K_a). Les points bleus correspondent aux observations réalisées sur site. L'effet du colmatage fonctionne par seuil, le lac est colmaté ou pas, l'évolution n'est pas linéaire entre les deux extrêmes (Binet et al., 2014).

La Figure 18 présente l'évolution du coefficient de transfert en fonction du degré de colmatage du lac. Les données observées sur le site (points bleus) et les données modélisées pour différentes valeurs des propriétés du sol (ligne de couleur) mettent en évidence la non proportionnalité des échanges avec la surface colmatée, rejetant l'hypothèse proposée habituellement. Au fur et à mesure du colmatage, le niveau du lac augmente, les pertes de conductivité hydraulique de l'interface sont compensées par une augmentation de la charge hydraulique dans le bassin compensant les flux à l'interface. Seuls les lacs fortement colmatés témoignent d'une diminution significative des échanges avec le milieu souterrain. Ce travail souligne que le changement d'échelle n'est pas forcément linéaire, des forces antagonistes peuvent se compenser (ici hauteur d'eau dans le lac et coefficient d'échange)

jusqu'à ce que l'on arrive à un point de rupture ou tous les échanges vont s'arrêter brutalement. Ces résultats suggèrent que tant qu'il existe un hot spot d'infiltration préférentiel, même si tout le reste est colmaté, le flux d'échange sera proche d'un système peu colmaté. Pour en revenir à la question des perturbations anthropiques, l'imperméabilisation du lit des rivières tant qu'il n'est pas total ne semble pas impacter énormément les échanges.

Le rôle des zones peu perméable à l'interface sol / zone vadose :

Dans le cas où l'interface est peu perméable, comme précédemment, un contaminant présent dans les eaux de surface va s'infiltrer dans cette interface. Tant que la surface n'est pas totalement imperméabilisée ou saturée, l'infiltration sera possible. C'est aussi le cas dans les calcaires très hétérogènes de la Beauce. Leurs lithologies varient de calcaire ocre fin à des boues très peu perméables créant des zones d'infiltrations préférentielles et des zones de stockage. Ces différentes zones ont été mis en évidence par traçage artificiel au bleu brillant, simulant l'infiltration d'eau contaminée par les nitrates. Les résultats de cette expérience sont présentés en Figure 19 (Thèse de E. Viel publiée dans Viel et al. 2016). La distribution du traceur après 66 heures de pénétration est représentée en bleu sur la figure.

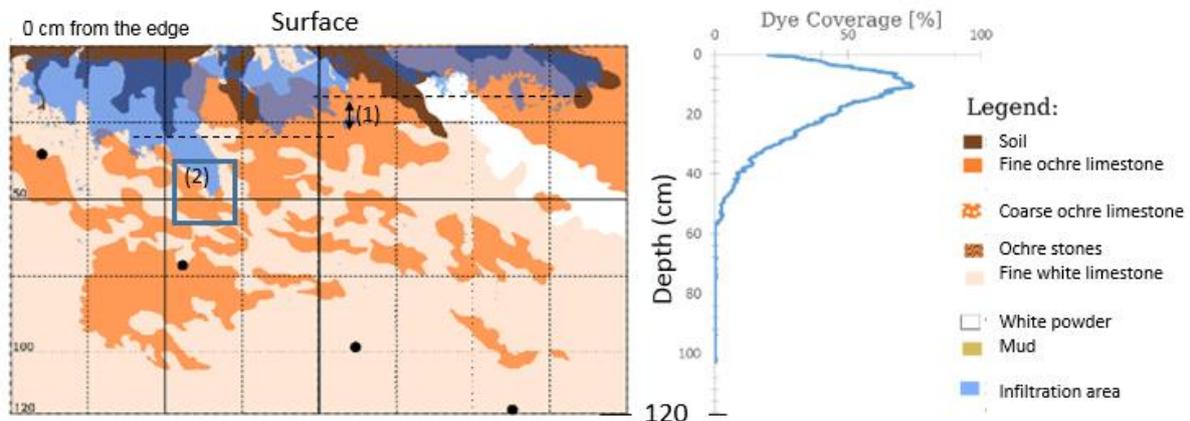


Figure 19 : Traçage au bleu brillant dans la zone vadose d'un calcaire de Beauce (Chartres). a) vue en coupe d'une fosse pédologique avec description géologique et dispersion spatiale du colorant avec la profondeur. b) Courbe de distribution du colorant après 66h.

Le traceur injecté dans les zones perméables s'écoule rapidement vers la profondeur. Le traceur injecté dans les zones peu perméables met du temps pour en sortir (repère 1 Figure 19). Il est stocké, jusqu'à ce qu'il atteigne une zone perméable. A ce moment-là, la migration sera régie par le milieu le plus perméable. Si il rencontre à nouveau une zone peu perméable, le traceur la contournera plutôt que de la traverser (repère 2, Figure 19). Ainsi les zones peu perméables en profondeur de la zone vadose ne

participent pas au stockage des contaminants. Tout au plus, le fait de contourner ces zones engendre une augmentation de la dispersivité du milieu. A l'inverse, la présence de zone peu perméable en surface retient les contaminants. Basé sur ce modèle conceptuel de transport, une modélisation 1D du transport démontre que la migration de traceurs dans ce calcaire très hétérogène peut être décrite par une simple loi d'advection dispersion en une dimension, représentant les caractéristiques du milieu le plus perméable, à condition d'y inclure une condition aux limites amont représentant le stockage à l'interface. Une loi puissance, étalant les concentrations apportées par le créneau d'injection réalisée pendant l'expérience, décrit de façon satisfaisante les courbes de percée obtenues par traçage au bromure sur ce même site. L'utilisation d'une loi puissance suggère que les stocks localisés à l'interface vont être libérés vers la zone vadose sur des échelles de temps très longues, plus longues que le temps de transfert par advection et dispersion dans la zone non saturée. Ce processus participe à expliquer le retard que prennent certains contaminants lors de leur transport souterrain de la surface vers la rivière.

4.3. Stockage transitoire et saisonnalité des eaux de surface

Après avoir étudié quelques caractéristiques du coefficient de transfert, nous pouvons étudier le gradient à l'interface.

Les modèles décrivant les échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain impliquent une différence de charge hydraulique entre les deux domaines. La plupart du temps les échanges sont expliqués par des variations temporelles des charges en surface qui se diffusent vers le milieu souterrain. Ceci implique, qu'à l'équilibre, le système se stabilise et les quantités échangées tendent vers zéro.

Sur le site des calcaires de Beauce du Val d'Orléans des mesures en isotopes de l'oxygène de la molécule d'eau ont été réalisées à l'exutoire du système durant l'étiage et la crue de l'automne 2008. Sur la durée de l'expérience, les bilans de masse pour les nitrates et les chlorures suggèrent que 4% de l'eau provient de la recharge diffuse (Albéric, 2004). Lors d'une crue, le signal isotopique et les bilans hydrologiques montrent que l'eau à la sortie du système est un mélange entre 80% d'eau de surface actuelle et 20% d'eau pré-crue (voir chapitre 3.3.4). Pour proposer un modèle conceptuel cohérent entre ces diverses observations, il faut donc suggérer que 4% de l'eau provient de la recharge diffuse, et que dans les 96% d'eau de surface, 16% proviennent de la Loire, mais sont stockés temporairement dans l'aquifère avant d'atteindre la résurgence.

Pour expliquer ce mélange, une modélisation hydrodynamique incluant un conduit simple dans un milieu poreux a été réalisée. Pour expliquer les mélanges calculés par l'isotopie et ceci tout en respectant les données hydrologiques, il est nécessaire d'évoquer un mécanisme de mélange contrôlé par les variations saisonnières de la Loire qui provoquent des inversions de gradients dans le système. En crue, l'eau recharge l'aquifère, à l'étiage l'aquifère recharge le conduit. Ainsi à proximité du conduit, l'eau est un mélange d'eau de la Loire et d'eau de la recharge diffuse. L'eau « s'éloigne » du conduit l'hiver, s'en « rapproche » l'été. Ces fluctuations du gradient empêchent les eaux de l'infiltration diffuse d'atteindre le conduit, ce qui explique la faible valeur de 4% obtenue comme eau d'origine diffuse. En basses eaux, l'eau provenant de l'aquifère correspond à de l'eau des crues précédentes de la rivière stockée dans l'aquifère. Le stockage est donc fonction de la fréquence et de l'intensité des crues, comme le schématise la Figure 20.

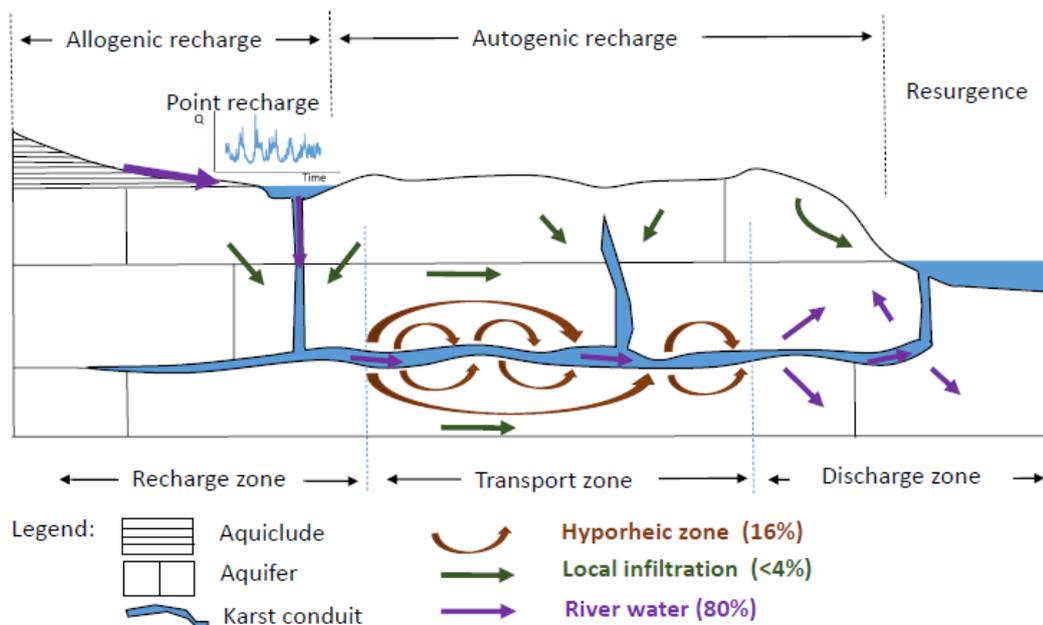


Figure 20 : Modèle conceptuel des échanges aquifère / conduit karstique, dérivée d'un suivi isotopique hautes fréquences et d'une modélisation couplée.

La dynamique réserve d'eau régulatrice, autour du conduit, est donc très fortement liée à la dynamique de la rivière en surface. L'approche transitoire liée aux pulsations des recharges de la Loire met en évidence que la recharge régulatrice est directement contrôlée par une dynamique sensible aux actions anthropiques et au changement climatique.

4.4. Evolution du stockage sur le long terme

Si cette réserve peut évoluer sous contrainte extérieure, se pose alors la question de son évolution sur le long terme. Ainsi, nous avons étudié des photographies aériennes de la tourbière de la Guette (Sologne) prise depuis 1940 afin de cartographier l'évolution du réseau de drainage au court du temps. L'hypothèse de ce travail est d'admettre que plus le réseau de drainage est développé plus les capacités de stockage de la tourbière diminuent.

Une auto-organisation des réseaux de drainage évoluant au cours du temps a été observée sur cette tourbière, ce qui suggère une modification temporelle de l'état de saturation et du système. Quelles seraient les causes des modifications structurales des réseaux de drainage ? Ces modifications pouvaient-elles impacter la capacité de stockage de la tourbe ?

Pour étudier ces hypothèses, le travail reposait sur l'analyse diachronique d'une série de photographies aériennes (dizaine de clichés entre 1945 et 2010) de la tourbière de la Guette afin de reconstruire les changements d'occupation du sol et l'évolution de la structure du réseau de drainage, la structure est décrite par un indice morphologique (i , Figure 21). Un feu de forêt en 1976, entraînant une réouverture du paysage et fait re-augmenter l'indice morphologique (i) du réseau hydrographique. En utilisant un modèle hydrologique distribué (calibré sur l'année 2010), une analyse de la sensibilité de la structure des réseaux hydrographiques sur les flux exportés montre que les changements dans la forme du réseau améliorent les capacités de drainage du système (Figure 21). Ces observations mettent en évidence une boucle positive où le réseau de drainage s'auto-organise pour renforcer son efficacité ce qui favorise l'avancée du front de colonisation des arbres.

(a)

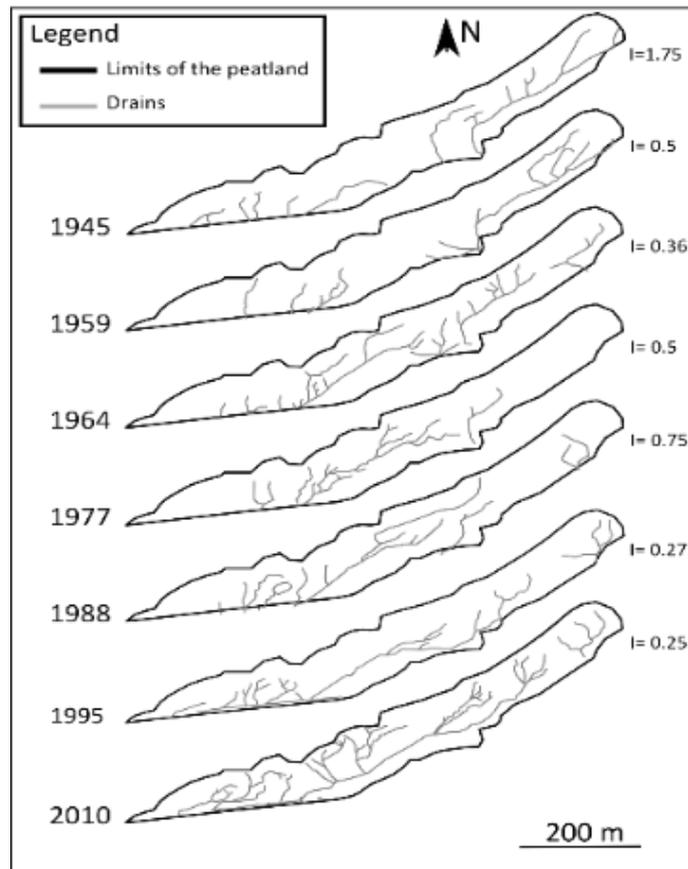


Figure 21 : Evolution temporelle de l'indicateur i de la structure du réseau de drainage (plus i est petit plus le réseau est structuré) (Viel, Binet et al. En révision à Ecohydrology)

Les capacités de la réserve régulatrice des tourbières sont donc en équilibre instable et enregistrent une dynamique à l'échelle du siècle, montrant une lente dérive imperceptible dans les mesures hydrologiques. Cette perte semble être reliée à la perturbation initiale, construction d'une route et de son fossé de drainage, qui accélère la colonisation du site par des arbres pionniers. Les conséquences n'étant pas directes après la perturbation, mais s'engageant dans un lent processus qui tend à terme, à la disparition de la tourbière.

4.5. Conclusions partielles

Les résultats de ce chapitre discutent de l'hydrodynamique de la réserve régulatrice. Les stocks régulateurs sont fortement reliés à la dynamique des rivières et à celle de la recharge diffuse. Ces stocks souterrains restent encore mal connus.

Historiquement, l'hydrologie et l'hydrogéologie sont deux disciplines qui avancent en parallèle, les résultats de l'une servant de conditions aux limites pour l'autre. La réserve régulatrice souterraine, étant en équilibre entre les deux domaines, a été jusqu'ici peu étudiée. Les quelques points soulevés

dans ce chapitre montrent la nécessité d'une approche globale, dans laquelle le bilan hydrologique est pris en compte dans sa globalité. Les systèmes karstiques sont des exemples types d'équilibre entre les conditions de surface et les eaux souterraines, ce qui explique leur forte sensibilité aux changements climatiques.

Le traitement des données hydrochimiques par la modélisation souligne le rôle fondamental de l'état des interfaces sur les échanges d'eau entre deux compartiments (surface et milieu souterrain). Au-delà des simples notions de recharge ou de décharge du milieu souterrain, de nouvelles pistes de travail se dégagent notamment celle d'aborder la notion de mélange entre ces deux compartiments. Si mes travaux ont démontré leur faisabilité et utilité sur des sites spécifiques, il est désormais nécessaire d'évaluer leur robustesse et reproductibilité sur d'autres systèmes hydrologiques.

L'analyse des observations par la modélisation a permis d'identifier des facteurs de régulation des flux souterrains, liés aux changements environnementaux, qu'ils soient naturels (ex : reforestation) ou anthropiques (ex : colmatage de l'interface). Certaines perturbations pouvant avoir des conséquences inattendues, mon travail de recherche vise à documenter l'impact des changements environnementaux sur les stockages souterrains de l'eau.

Rares sont les études qui portent sur la quantification de la réserve régulatrice ou sur l'impact d'une perte de réserve régulatrice (donc de stocks en eaux souterraines) liée aux changements climatiques, aux pratiques d'occupation du sol ou de gestion des rivières. Ces points seront abordés dans le dernier chapitre.

5. Quelques implications en termes de transferts d'eau, de carbone et d'azote vers les rivières

Sachant que cette réserve régulatrice est un mélange d'eau, aux propriétés chimiques contrastées, elle est le siège de nombreuses réactions chimiques. Si l'on étend les conclusions précédentes à la question de la qualité des eaux, les réactions chimiques opérant dans cette zone de transition peuvent être perturbées par les contaminations provenant de la surface.

5.1. Contamination diffuse par l'agriculture, temps de séjour de l'eau et vulnérabilité

La qualité des réserves souterraines d'eau est en lien direct avec les pratiques agricoles sur le bassin d'alimentation. L'impact quantitatif et les temps de transfert des pollutions diffuses dans le milieu souterrain sont des données fondamentales pour mettre en relation sur le même territoire agriculture et alimentation en eau potable. L'outil de gestion des ressources en eaux souterraines le plus utilisé est la carte de vulnérabilité de l'aquifère (Daly et al., 2002; Doerfliger et al., 1999), définissant les zones les plus sensibles des eaux de surfaces. Ces cartes permettent de prioriser les zones où des actions doivent être réalisées pour améliorer la qualité des eaux, mais elles ne permettent pas aux gestionnaires d'évaluer le futur impact de sa politique sur la ressource en eau.

C'est sur ce constat que Chartres Métropole avec le concours de l'Agence de l'Eau Seine Normandie a souhaité investir dans le développement d'une méthode permettant de modéliser les transferts quantitatifs des contaminants des sols au captage d'eaux souterraines. Nous avons transposé une méthode s'appuyant sur l'équation du transport par advection dispersion des eaux et sur le concept de Distribution des Temps de Séjour (D.T.S.) (Dedewanou, 2014). Cette méthode, validée par l'usage des CFC et plus simple à mettre en œuvre que les modèles numériques suscités, mobilise le même jeu de données que celui des études de type BAC (Figure 22). Elle a été appliquée au captage S1 de la Saussaye implanté dans l'aquifère de la craie du Sénonien aux alentours de Chartres. Ce captage fournit jusqu'à $9000 \text{ m}^3 \cdot \text{jour}^{-1}$ d'eau, soit 35% de la consommation de l'agglomération de Chartres. Il enregistre une augmentation constante des teneurs en nitrates depuis 1985.

Le temps de séjour moyen a été estimé à 25 ans, échelle de temps nécessaire à prendre en compte pour étudier les relations entre pratiques agricoles et évolution des teneurs en contaminants dans les eaux souterraines. Dans ce cas, si l'on arrête les fertilisations, il faudra plus de 60 ans pour revenir à l'état de 1950 qui marque le début de l'agriculture intensive. Quant aux cours d'eau de la Beauce ils seront à l'avenir victimes d'une arrivée tardive des pollutions émises 25 ans auparavant.

Le modèle D.T.S. interrogeable via une interface graphique pour les utilisateurs (GUI), est facile d'utilisation pour toute personne sans connaissance en hydrogéologie ou en modélisation. Le gestionnaire des parcelles agricoles peut donc réaliser lui-même des tests en modifiant les entrants en nitrates sur l'aire d'alimentation du forage pour optimiser sa politique de gestion de l'eau.

La carte de vulnérabilité proposée est interactive, sa réévaluation est possible en fonction de la question par simple sélection des parcelles dans la D.T.S. (Figure 22). Ainsi le scientifique participe à l'évaluation de la vulnérabilité en implémentant le modèle D.T.S par toutes les connaissances existantes. Par contre il ne participe plus à la délimitation des zones, cette dernière source de discussions parfois conflictuelles peut désormais être débattue et modifiée grâce à cet outil en réunissant tous les parties prenantes (Binet et al., 2016). Loin d'être un résultat figé émis par un scientifique et difficilement discutable par le reste des acteurs, cet outil d'aide à la décision permet l'obtention d'un consensus sur la gestion de la ressource évalué par tous.

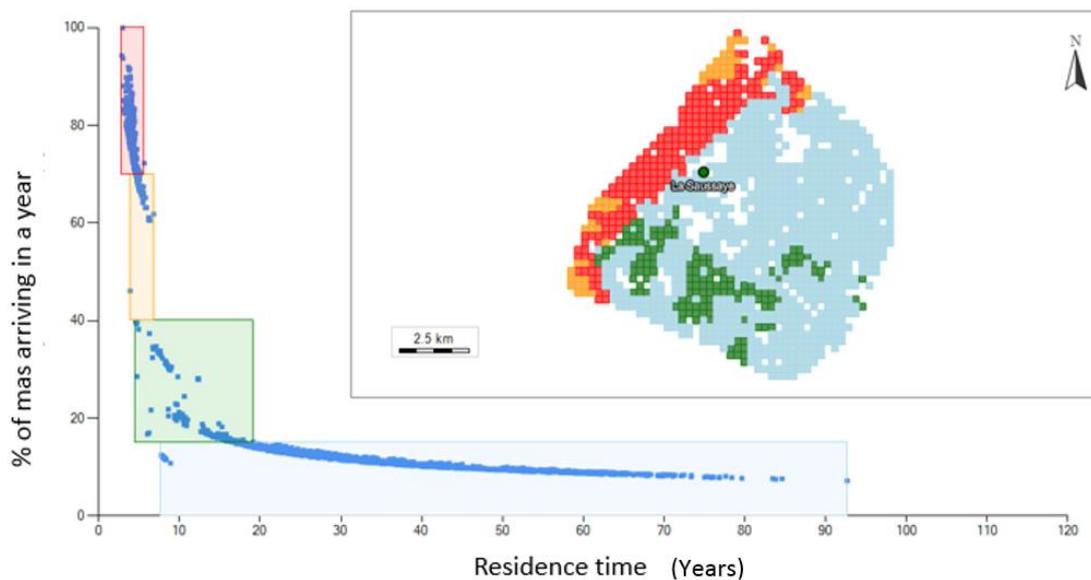


Figure 22 : Vulnérabilité du forage de La Saussaye, Chartres, réalisée par la méthode de la distribution des temps de séjour et validée par la comparaison avec la méthode du traçage environnemental au CFC et SF6. Carte interactive spatialisant les zones vulnérables en fonction du couple temps d'arrivée /quantité arrivée pour chaque parcelle)

5.2. Contaminations d'origine atmosphérique, réchauffement climatique et flux de carbone inorganique

Dans les bassins d'alimentation préservés d'une agriculture intensive, considérée comme première source de contaminants diffus, il est possible de mettre en évidence une contamination par les dépôts atmosphériques et d'étudier le lien entre réchauffement climatique et chimie des eaux. En effet il est nécessaire d'évaluer l'impact de ces changements sur les ressources, et notamment sur les ressources en eau des systèmes karstiques afin de pouvoir anticiper les possibles crises à venir. Cependant les liens reliant les flux de matières traversant ces systèmes discontinus aux changements environnementaux sont encore mal connus. Les flux de carbone inorganique dissous dans l'eau dérivent lentement depuis les années 1970 (Jeannin et al., 2016) mais les causes de ces changements semblent être multiples.

Au cours de ma délégation au CNRS, mes travaux ont porté sur le calcul des flux annuels de matière et des concentrations moyennes annuelles (carbone et azote, principalement) sortant de l'aquifère karstique (Baget, Pyrénées) en mobilisant des données hydrologiques et géochimiques collectées depuis les années 1970. Le site du Baget représente une des rares bases de données permettant d'étudier, sur plus de 40 ans, les changements de la qualité des eaux sur de grandes longueurs d'ondes compatibles avec les temps caractéristiques des dynamiques des changements environnementaux.

L'analyse de ces évolutions temporelles offre la possibilité d'étudier l'altération des carbonates. Cette réaction est connue pour être une pompe de CO₂ atmosphérique, agissant comme une rétroaction négative sur le CO₂ de l'atmosphère (Amiotte Suchet et al., 2003). Pour estimer l'impact du réchauffement climatique sur la pompe à CO₂ atmosphérique, nous avons proposé une méthode discriminant les composantes de la dissolution, issue (1) de l'attaque des acides forts dont ceux de la pluie [Mg+Ca]_A et (2) de celle reliée à l'acide carbonique des sols [Mg+Ca]_C (Figure 23).

L'analyse des données suggère que l'eau de ce système karstique est équilibrée avec la calcite. L'eau du sol dissout les carbonates et produit le [Mg+Ca]_C. L'apport en acide atmosphérique par la recharge ne peut pas dissoudre plus de calcite. On peut donc faire l'hypothèse que ces acides attaquent la dolomie des carbonates, celle-ci n'étant pas encore équilibrée. Ainsi les deux réactions s'ajoutent. Ces évolutions sont associées à l'évolution des concentrations en magnésium, ce qui valide l'hypothèse proposée. Dans les années 80, la part de carbonate dissous par l'acidité des pluies représentait 25 % du flux. Elle diminue depuis de $-2.2 \mu\text{mol.L}^{-1}.\text{yr}^{-1}$.

Dans le même temps, [Ca+Mg]_C augmente de $+8.1 \mu\text{mol.L}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ en lien avec une augmentation des températures de l'air de $+0.046 \text{ }^\circ\text{C}.\text{yr}^{-1}$ qui semble modifier la pression partielle en CO₂ des sols.

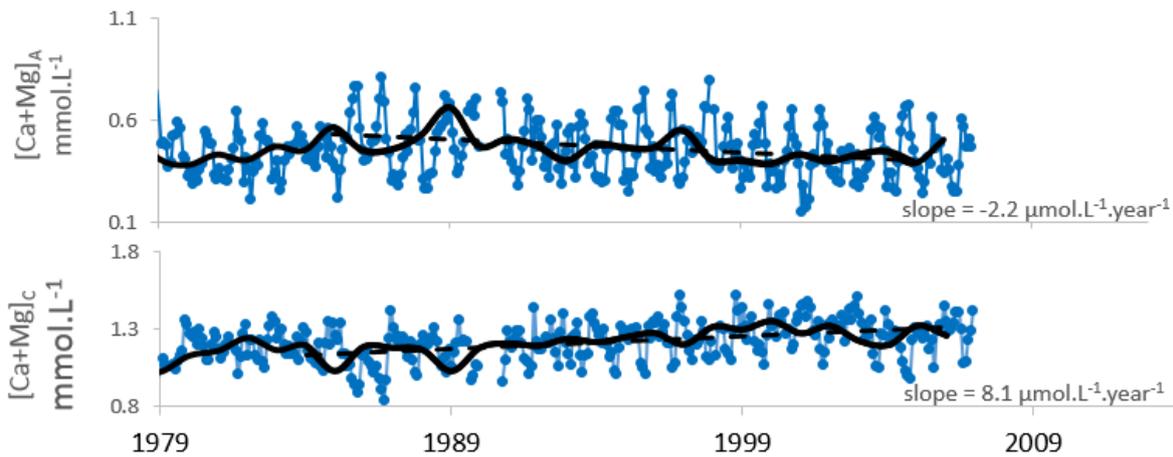


Figure 23 : Evolution temporelle des indicateurs de la dissolution des carbonates par les acides forts $[Ca+Mg]_A$ et par l'acide carbonique $[Ca+Mg]_C$ calculés pour la source du Baget (Ariège) du réseau SNO KARST-RBV de 1979 à 2006. Les points bleus sont des moyennes mensuelles, la ligne noire représente les moyennes annuelles et la ligne pointillée la tendance interannuelle depuis 1985. A droite est donnée la vitesse d'évolution interannuelle.

Ce travail démontre que les pollutions acides interfèrent dans l'estimation du lien entre réchauffement climatique et altération des carbonates. L'intensité de cette rétroaction négative a été minimisée par la présence des pluies acides, les impacts réels sont donc probablement plus marqués que les estimations proposées jusqu'ici.

5.3. Contamination par les matières organiques particulaires des rivières

Le passage de l'eau dans les réserves régulatrices s'associe souvent avec une dégradation des matières organiques et de l'azote contenus dans l'eau de surface. Dans le cycle de l'eau, ces zones sont considérées comme épuratrices (Triska et al., 1993). Dans un contexte de changements environnementaux, il est légitime de s'interroger sur la stabilité et l'évolution à long terme de ces capacités de stockage et d'épuration. Pour étudier la réaction d'un milieu souterrain à un changement environnemental de surface, nous avons étudié la réaction du système karstique du Val d'Orléans suite à une diminution drastique des apports de matières organiques de l'eau d'infiltration (Larroudé et al. 2013). Ce système est connu pour dégrader efficacement les matières organiques particulaires provenant des eaux de la Loire. Cette réaction de dégradation consomme l'oxygène et produit des protons qui dissolvent la calcite. Si l'on regarde l'évolution de la chlorophylle A dans la rivière (indicateur des matières organiques particulaires entrantes dans le système karstique) comparée aux concentrations en oxygène dissous à la source (indicateur de la dégradation) au cours du temps (Figure 24) on constate un changement du fonctionnement du système au cours des 10 dernières années.

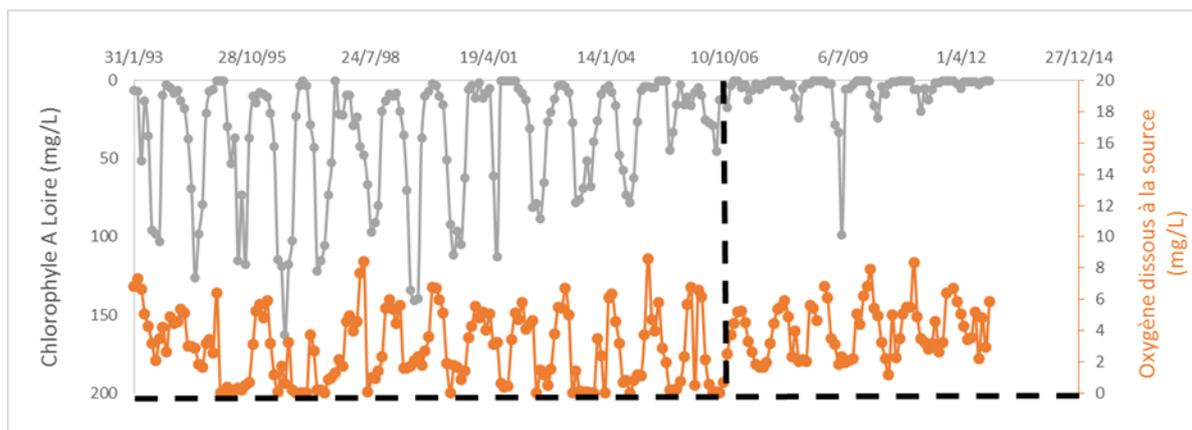


Figure 24 : Suivi temporel de la chlorophylle A dans l'eau de la Loire comparée à l'oxygène dissous à la sortie du système karstique du Val d'Orléans

Avant les années 2006, les pics de matières organiques estivales sont associés avec des périodes d'anoxie du système karstique révélant ainsi une forte activité de la dégradation. Depuis 2006, la Loire est moins chargée en matières organiques particulaires, les pics estivaux ont disparu (liés au développement du coquillage invasif qui filtre l'eau) et le système karstique ne fonctionne plus à plein régime. Les périodes d'anoxies estivales ne sont plus observées, les dynamiques de dégradation et celle de dissolution dans le système s'en trouvent modifiées. Le système est passé d'une réaction limitée par les apports en oxygène à une réaction limitée par les apports en matières organiques. Moins de dégradation de matières organiques dans le karst implique moins de production de protons (associée à la réaction) et par conséquent moins de dissolution de carbonates. Dans ce cas d'interaction rivière /aquifère, la dissolution a diminué de 5%.

Pour conclure, ce résultat souligne l'existence d'un lien entre la dynamique des flux de carbone inorganique et celle du carbone organique. La dégradation de l'un provoquant la mise en solution de l'autre. Sous terre, l'anoxie permet la dénitrification. Une perte de l'anoxie diminue le pouvoir régulateur de ce système.

5.4. Conclusions partielles

Au cours de ces dernières années, mes travaux ont porté sur les mécanismes contrôlant les échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain. La compréhension de ces mécanismes requiert un suivi sur le long terme des mesures hydrochimiques et hydrologiques au niveau des points stratégiques du réseau hydrographique. Mes activités de recherche nécessitent d'avoir accès à un large corpus de données justifiant mon implication au sein de l'OHM Haut Vicdessos et des observatoires SO tourbière et karst. Ma délégation au CNRS m'a permis de travailler sur l'acquisition et la bancarisation de ces chroniques hydrochimiques par les bases de données nationales. Ces premiers résultats, innovants sur la contamination des eaux souterraines en lien avec les compartiments supérieurs des eaux de surface, ouvrent un champ de recherche sur l'hydrodynamique à long terme de la réserve régulatrice et l'évolution de son chimisme sous contrainte anthropique.

6. Projet de recherche :

Afin d'identifier les possibles interactions entre les flux de matières traversant les aquifères discontinus et les changements environnementaux et climatiques (augmentation de la température, changement de régime pluviométrique, changement d'occupation du sol, modification géomorphologique,...) qui perturbent ces systèmes, l'étude du fonctionnement hydrochimique et notamment des processus d'échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain est cruciale. Elle permet de qualifier et quantifier le pouvoir régulateur et les fonctions écologiques de ces systèmes. Pour cela des suivis hydro-météo-géochimiques doivent être réalisés de façon synchrone à l'observation des facteurs forçant sur le bassin versant. Ces bases de données couplées permettent ensuite de développer et de valider des outils de modélisation servant à quantifier l'évolution des stocks et des échanges d'eaux et de matières dans ces systèmes en cours de changements.

Les milieux tourbeux et karstiques, très réactifs aux infiltrations d'eaux de surface, sont réputés sensibles aux changements environnementaux et sont traversés par des flux d'eau important. Ces caractéristiques en font des systèmes tout indiqués pour étudier les mécanismes de régulation et leurs évolutions face à des perturbations environnementales. La question de l'impact de ces milieux sur la qualité des eaux à l'échelle des bassins versants ((dé)stockage, atténuation des contaminations) est encore peu explorée. La complexité de ces milieux, très variable dans le temps et dans l'espace, laisse ouvert un large champ d'investigation tant sur la plan hydrologique que biogéochimique. Actuellement, les approches de modélisation simplifient ces systèmes en privilégiant une variable sur l'autre, soit la chimie, soit les écoulements sont réduits à des paramètres stationnaires. Ces approches simplificatrices du système constituent un des principaux verrous de développement de modèles de flux adaptés aux systèmes discontinus et utilisables à l'échelle du bassin versant.

Mon projet de recherche s'articule autour du principe suivant : observer pour décrire, comprendre et modéliser le fonctionnement de ces zones de régulations pour mieux appréhender leurs réponses aux pressions anthropiques.

6.1. Observer les flux sous contraintes

Observer : pourquoi, quand, comment ?

Depuis le début de ma thèse, l'observation est au cœur de mes travaux de recherche, mais observer prend du temps et de l'argent, il est important de se poser les questions du pourquoi ? Du quand et du comment ?

Même si les échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain peuvent être observés localement, au cours d'expérience dédiée, le suivi sur le long terme doit plutôt avoir une dimension intégratrice. J'entends par là le monitoring d'une source ou d'une rivière qui intègre les processus sur une surface significative et multiplie ainsi les chances d'observer des interactions avec les activités humaines. Je m'inscrits plutôt sur le suivi de petit bassin versant (voir exemple du Baget), échelle qui permet d'isoler certains processus. Lors de la mise en place du suivi du Baget en 1977, les chercheurs de Moulis n'envisageaient certainement pas que leurs données allaient démontrer les interactions entre dépôts atmosphériques et dissolution des carbonates. Comment savoir exactement la façon dont les générations futures réinterpréteront nos suivis? Ces résultats soulignent aussi l'importance de la persévérance pour réaliser des chroniques en continu sur 40 ans, quand la recherche fonctionne sur des projets de courtes durées, 4 à 5 ans en moyenne. Devant les incertitudes et les hypothèses inhérentes à chaque modélisation, ces suivis sont pour moi fondamentaux pour produire des données objectives et alimenter la discussion de l'impact de l'homme et des changements climatiques sur son environnement.

Le premier objectif de mon projet de recherche sera de perpétuer et valoriser ces suivis d'observations sur de petits bassins versants afin de comprendre les mécanismes qui contrôlent le pouvoir tampon des eaux souterraines sur l'acidité des eaux de surface.

La question du quand et du comment, ou disons plutôt de la fréquence de mesure, est aussi difficile. Dans ces systèmes très réactifs, la majeure partie du flux peut passer en quelques heures suite à une crue. L'utilisation et le développement de nouvelles sondes permettant des acquisitions à la haute fréquence est une piste d'avenir. Les fluorimètres de terrain ont particulièrement amélioré nos estimations des flux de carbone organique dans les tourbières. Il s'agit maintenant de développer des sondes autour de la quantification de l'alcalinité. Une piste intéressante concerne les capteurs optiques de pression partielle en CO_2 , développés en océanographie (Faber et al., 2011). La mesure synchrone du pH et de la pCO_2 nous permettra de recalculer l'alcalinité des eaux à haute fréquence.

Pour faire avancer la question de l'estimation des volumes stockés transitoirement, les sondes de suivis haute fréquence de l'isotopie de l'eau (type PICARRO) ouvrent des perspectives très prometteuses.

Ces sondes amélioreront grandement la précision des calculs de mélange, comme ceux présentés dans le chapitre 4.3. N'oublions pas cependant que les suivis hautes fréquences viennent en appui au suivi par échantillonnage et pas en remplacement.

L'observation doit se faire sous contraintes, si l'on souhaite démontrer une causalité. Pour donner un exemple concret, je souhaite m'appuyer sur la coupe forestière effectuée en 2016 autour de la tourbière Bernadouze (OHM Haut Vicdessos-Ariège) pour discuter l'impact du couvert forestier sur les interactions entre eaux de surface et eaux souterraines, dans ce bassin versant de montagne constitué de calcaire et de tourbe.

Réseaux d'observatoires

Ces travaux d'observations sont supportés par les structures nationales des systèmes d'observation Tourbière et Karst de l'INSU, composantes de l'infrastructure de recherche OZCAR. Dans ces réseaux, je travaille à l'animation d'axes transversaux sur l'homogénéisation des protocoles, travail fastidieux mais indispensable pour pouvoir proposer des bases de données inter-comparables. Dans ces observatoires, la contrainte n'est pas forcément identifiée mais la durée des suivis permet de croiser nos bases de données avec celles d'autres collègues pour mettre en évidence des interactions entre l'atmosphère et l'hydrosphère par exemple, comme présenté au chapitre 5.2.

A l'échelle nationale, j'anime depuis 10 ans la mise en place des bases de données hydrochimiques des zones de rétentions, afin de proposer une mise en commun des projets d'observatoire Homme-Milieu et de SNO Karst et tourbière du CNRS. La dynamique insufflée par la labélisation des SNOs karsts et Tourbière en 2012, dont j'étais un des porteurs de projet, commence à porter ces fruits. Le travail de mise en place d'une base de données est bien amorcé (Voir les Figure 17, Figure 23, Figure 24). Il ouvre maintenant des perspectives nouvelles sur la recherche de généricité du signal hydrochimique dans ces systèmes. A court terme, citons par exemple un travail collaboratif entre les membres du SNO Karst sur la comparaison des signaux de carbone organique et de fluorescence ou encore sur la caractérisation de l'influence des dépôts atmosphériques sur la dissolution dans les karsts français, comparaisons amorcées depuis 1 ou 2 ans (Chapitre 5.2).

Les SNO sont les briques fondatrices d'une structure plus globale à portée internationale : OZCAR (Coordinateur Jérôme Gaillardet), une infrastructure de recherche distribuée mettant en réseau des sites déployés sur les surfaces continentales (zone critique) instrumentant sol, sous-sol, eau et glace pour mesurer en continu et modéliser les cycles de l'eau, du carbone et des éléments associés. Ainsi, à l'échelle nationale, un réseau de collaboration se met en place et devrait permettre d'atteindre ces objectifs d'inter-comparaison des systèmes dans leur complexité et pas simplement d'une variable qui les décrits.

Les enjeux sur le changement climatique dépassent largement nos frontières. A l'échelle internationale, la question des interactions entre carbone organique et inorganique et les méthodes développées ici ont pour vocation d'être exportées vers des systèmes hydrologiques plus exposés aux changements. Pour initier cette ouverture, j'ai intégré le réseau de l'EGU « peatland hydrology group » qui propose chaque année de se retrouver à Vienne pour une session dédiée à l'hydrologie des tourbières. Ce groupe est une opportunité pour initier des collaborations, avec notamment l'Allemagne et l'Angleterre fortement représentées dans ce réseau. Le travail consiste à estimer la réponse éco-hydrologique des tourbières aux changements environnementaux en lien avec la dynamique de la végétation.

Coté système karstique je suis membre depuis 10 ans de l'AIH (The International Association of Hydrogeologists) et du réseau de chercheurs participant au congrès Eurokarst. Les réunions de ces réseaux participent à faire germer des idées pour les projets et à alimenter les débats sur les questions scientifiques vives de la communauté : comprendre la réponse hydrologique des systèmes hydrologiques dominés par des écoulements préférentiels aux changements environnementaux.

6.2. Interactions entre carbone organique et inorganique dans la réserve régulatrice

Il ressort du chapitre 5.3 que les flux de carbone organique et inorganique sont intimement liés, l'altération des roches étant contrôlée par la production d'acide carbonique créée par l'activité biologique des sols et des rivières. Autrement dit, les tourbières et tous les sols produisent du carbone organique dissous, qui quand il se minéralise produit des protons qui dissolvent la roche. Pour décrire ce mécanisme d'altération, la pression partielle en CO_2 des sols est un indicateur qui permet de caractériser l'intensité de l'altération. Comme la production de CO_2 dans le sol dépend de nombreux facteurs comme la température, l'humidité du sol et le type de matière organique, la $p\text{CO}_2$ est une grandeur intégratrice représentative du type d'écosystème. En multipliant la $p\text{CO}_2$ par le flux à l'interface, on estime le flux d'altération des roches (dont les carbonates) à la surface de la Terre.

Pour caractériser ces écosystèmes, il est nécessaire dans un premier temps d'étudier sur différents sites le lien entre la $p\text{CO}_2$ du sol, les flux de recharge en eau et le taux d'altération des carbonates. Une fois cette étape franchie, nous pourrions réinterpréter les suivis hydrochimiques réalisés aux sources comme des indicateurs de la $p\text{CO}_2$ des sols et appréhender son évolution sur le long terme et dans l'espace. Ce travail nécessite la mise en place de bases de données hydrochimiques pour une approche spatio-temporelle de la variabilité de la $p\text{CO}_2$ dans la réserve régulatrice.

6.3. Analyse rétrospective des données : du pouvoir tampon des aquifères carbonatés à la reconstitution des dépôts atmosphériques.

Les résultats obtenus sur le lien entre dépôts atmosphériques acides et dynamique de dissolution des systèmes karstiques permettent de réinterpréter les données historiques bancarisées via les SNO dans ce cadre théorique. Les systèmes karstiques du SNO, sont des systèmes peu influencés par l'agriculture. La base de données citée précédemment va permettre de recalculer par exemple à partir des concentrations en Ca, Mg et HCO_3 la part liée à la mise en solution des dépôts atmosphériques acides depuis 1970.

Un des projets support est celui proposé en 2016 à la Région centre. Ce projet, conduit en collaboration avec le BRGM et le CETRAHE, vise à spatialiser les dynamiques de dissolution dans le karst du val d'Orléans sur le long terme.

6.4. Réserve régulatrice : stockage ou déstockage des éléments chimiques ?

Depuis le début des activités humaines, les zones de rétention jouent leurs rôles de réserve régulatrice, stockant des éléments traces métalliques mis en circulation dans l'eau par les activités humaines. Aujourd'hui cet héritage est peu connu et la question du devenir de ces métaux et de leurs impacts sur les écosystèmes montagnards reste ouverte. C'est ce que nous proposons d'étudier via le projet ANR JCJC TRAM en étudiant les interactions entre les capacités de rétention des zones humides et le réseau hydrographique. Ce travail permettra, au niveau pyrénéen, d'évaluer la contribution des tourbières de montagne dans les exportations de carbone organique et de métaux vers les eaux de surface, et d'évaluer comment les contraintes locales, induites par les activités humaines dans les bassins versants modifient ces flux. Mon rôle dans ce projet consiste à caractériser les échanges d'eau entre les eaux de surface et les eaux souterraines (Karst, Tourbière) pour différentes échelles spatio-temporelles afin de mettre en relation la dynamique des flux d'eau avec celle des éléments chimiques étudiés.

Ces questions nous ont permis d'obtenir en parallèle de l'ANR un financement du labex DRIHMM pour la thèse de Thomas Rosset (Dir. S. Binet, 09/2016 – 09/2019). Ce projet va donc structurer mes recherches pour les prochaines années. L'objectif de ce travail est d'identifier les facteurs de contrôle des exportations de carbone contenu dans des tourbières montagnardes, afin d'appréhender l'impact des pratiques de gestion (forestière, pâturages, écobuages) sur celles-ci. Une perturbation, comme le

feu ou la coupe forestière, conduit-elle à une remobilisation des contaminants ? Seront-ils libérés vers les rivières ou stockés dans les zones tampons ?

Les connaissances qui seront acquises ont pour vocation d'améliorer la prise en compte des tourbières à l'échelle globale. En effet, du fait de leur faible emprise sur les bassins versants, les tourbières étaient jusqu'ici non intégrées dans les modèles hydrologiques globaux. Pourtant, ces écosystèmes ont un rôle fonctionnel important pour les flux d'eau et de carbone à l'échelle des bassins versants. Les tourbières présentent une grande diversité topographique, floristique. Toutefois, leur spécificité vis-à-vis des autres sols d'un bassin versant, notamment leur contribution aux flux de carbone vers les eaux de surface, tient à leur forte teneur en carbone et à leurs propriétés hydrauliques spécifiques. Ces propriétés sont d'ailleurs partagées par toutes tourbières localisées à d'autres latitudes sous d'autres climats. En faisant apparaître les aspects universels mis en évidence sur les sites d'études pyrénéens pour le contrôle de ce flux de carbone, le projet permettra donc d'intégrer les tourbières dans les études menées à l'échelle des bassins versants et d'évaluer l'impact du changement d'échelle sur les processus de contrôle des exportations de carbone vers les eaux de surface.

6.5. Une approche sur le long terme : identifier des indicateurs des flux de matières sur les 500 dernières années.

Les suivis hydrochimiques sur le long terme comme ceux du Loiret dans le Val d'Orléans et du Baget en Ariège démontrent l'intérêt d'étudier les flux de matière exportés vers les rivières sur la longue durée. Cependant, en ce qui concerne la géochimie, les premiers suivis datent des années 1970 et il est parfois suggéré en hydrologie qu'un modèle prospectif de qualité ne peut pas proposer des perspectives supérieures à la durée de calibration. La recherche d'indicateurs indirects, dans les archives sédimentaires des flux de matières est une solution pour apporter le recul nécessaire à nos modélisations. Les indicateurs de la température dans le passé sont connus, ceux liés aux ruissellements et aux précipitations sont plus rares dans les reconstitutions paléo-climatiques.

Sur ce sujet, une collègue sédimentologue a mis en évidence que certains marqueurs de la matière organique des sédiments lacustres sont des indicateurs de l'intensité du ruissèlement (Simonneau et al., 2014). Comme le transport solide est le mécanisme qui relie la dynamique des cours d'eau à celle de la sédimentation lacustre, il contrôle aussi les dépôts de ces indicateurs paléo environnementaux enregistrés dans les sédiments lacustres et tourbeux. Dans le cadre de l'ANR JCJC TRAM, l'axe trois dont je suis le porteur a pour ambition de calibrer ces signaux avec des observations hydrologiques sur la période de temps où les chroniques se chevauchent sur une petite centaine d'années. Les premiers

tests sur le Lac d'Arbu (OHM Haut-Videssos) obtenus durant le post-doc Déonie Allen, sont encourageants. A l'échelle pluriannuelle, la variabilité du ruissellement mesurée à Foix depuis 110 ans se retrouve dans ces marqueurs. Le projet vise donc à proposer une calibration sur l'actuel des indicateurs de ruissellement et du transport de matière solide. A noter sur du plus long terme, qu'il existe des articles intéressants sur des indicateurs de la concentration en carbone organique de l'eau qui ouvrent une nouvelle dimension dans l'analyse des facteurs de contrôle des flux de matière dissous (Bragée et al., 2015).

6.6. Modélisation multi-échelle pour quantifier le rôle des fonctionnalités écologiques de la réserve régulatrice impliquées dans les régulations des transferts d'eau, de carbone et d'azote dans les bassins versants.

L'intérêt des observations à l'échelle des petits bassins versants et des comparaisons inter-bassin à l'échelle nationale ou internationale est de permettre la validation d'outils de modélisation tels que la spatialisation de la distribution des temps de séjour, calculant des bilans de masse simples et paramétrés à partir des données hydro-météorologiques, géomorphologiques et d'occupation du sol. Ces outils permettent d'aborder les questions de conservation de la masse (réactivité) sous terre.

La modélisation multi-échelle, alliant la modélisation discrétisée à l'échelle de bassins versants très instrumentés aux modèles plus généraux sur l'ensemble d'un territoire, a pour but de rechercher des paramètres simples à identifier et des processus clés communs observés à toutes les échelles concernées. Les nouvelles distributions des temps de séjour ainsi développées, pourront par la suite être agrégées dans des outils de modélisation à l'échelle du bassin versant comme SWAT (<http://swat.tamu.edu/software/swat-model/>), modèle hydro-agro-environnemental à base physique semi-distribué éprouvé dans de nombreux bassins versants dans le monde ou KARSTMOD, modèle réservoir développé par le SNO KARST (<http://www.sokarst.org/index.asp?menu=karstmod>) (Mazzilli et al., 2017). Les fonctions ainsi développées seront paramétrées à l'aide d'indicateurs provenant de la compilation de données spatialisées (carte de végétation et d'occupation du sol, type et épaisseur de sol..).

Mon passage à Ecolab m'a permis d'apporter mon expertise d'hydrogéologue à l'équipe Biogéochimie et Transferts aux Interfaces. Nous portons un projet (EC2CO 2016, porteur Sabine Sauvage) sur la

modélisation multi-échelle pour quantifier les fonctionnalités écologiques des zones humides impliquées dans les régulations des transferts d'eau, de carbone et d'azote dans les bassins versants. L'analyse couplée des mesures/observations et de la modélisation est une démarche clé pour la quantification spatio-temporelle de ces transferts. Notamment, l'identification des facteurs de régulations des transferts dans un contexte de changements environnementaux (naturels et anthropiques) ne peut être abordée que par la modélisation en s'appuyant sur des données de longues séries temporelles. Si des modèles de transferts hydrobiogéochimiques existent à l'échelle des bassins versants (WITCH, TNT2, SWAT, ...), à ce jour peu de modèles prennent en compte le rôle des zones humides, des réserves régulatrices et des fonctions écologiques associées, ces dernières pouvant être fortement impliquées dans la régulation des flux d'eau et de matières. Ce constat est particulièrement fort pour les zones de rétention comme les systèmes karstiques et les zones humides étroitement connectées aux cours d'eau.

7. Conclusion

En m'appuyant sur mes travaux portant sur l'hydrogéologie des tourbières et des systèmes karstiques, je travaille à la mise au point d'outils d'analyse des données hydrochimiques permettant de quantifier la réserve régulatrice des aquifères, afin d'étudier son évolution sous les contraintes environnementales actuelles et passées.

Ces travaux de recherche ont pour finalité d'améliorer le cadre conceptuel et les méthodes dédiés à la gestion de la ressource en eaux souterraines. Les notions de réserve régulatrice et de mélange transitoire, évoquées dans ce manuscrit, isolent localement les zones conductrices des zones capacitives. Ces concepts font progressivement évoluer la cartographie de vulnérabilité et améliorent la qualité des études des bassins d'alimentation de captage mis en place par les gestionnaires de la ressource. Ce volet appliqué de mes recherches me permet de fonctionner sur des contrats locaux, de garder des problématiques concrètes et d'impliquer mes étudiants ingénieurs dans mes projets.

Ces travaux de recherche alimentent donc mes enseignements qui portent principalement sur l'eau et le génie civil. Le travail d'enseignant chercheur est un aller-retour entre recherche et enseignement, qui me permet d'apporter aux étudiants des concepts nouveaux et des méthodes actualisées. Confronter les étudiants à une science de l'observation leur permet de prendre pleinement conscience des défis et des difficultés liés à la modélisation des systèmes hydrologiques naturels, que ce soit pour le dimensionnement, l'assainissement, ou la prévision d'une dynamique hydrologique en contexte de changement environnementaux.

Mon encrage dans l'hydrogéologie appliquée ne peut pas se dissocier d'une pensée plus fondamentale. Une pensée globale pour une action locale ! Mon positionnement à l'interface entre hydrologie et géochimie me permet d'aborder les questions des flux de matière dans les bassins versants avec une approche systémique, afin d'identifier de nouvelles boucles de rétroaction entre perturbations anthropiques, flux d'eau et de matières et résilience des hydrosystèmes. Pour illustrer les enjeux liés à l'identification de ces rétroactions, revenons sur la question de l'impact d'un degré d'augmentation de la température de l'air sur les flux de carbone organique ou inorganique dans nos rivières? D'un point de vue géochimique les concentrations augmentent avec la température de l'air mais, d'un point de vue hydrologique les changements de l'évapotranspiration et du régime des précipitations diminuent le flux d'eau. Nous nous retrouvons face à des réactions antagonistes rendant la réponse à cette question très ouverte, encore aujourd'hui. Le facteur limitant ces réactions est la quantité d'eau échangée entre la surface et le milieu souterrain, et comme ces échanges sont dynamiques, que leur intensité est contrôlée par les fluctuations climatiques extérieures sujettes aux

changements climatiques, on comprend par cet exemple que cette thématique de l'étude des flux de matière en contexte de changement environnementale ne fait que débiter. Après une époque des études disciplinaires, les études systémiques, interdisciplinaires par essence, participeront à améliorer notre compréhension des interactions hydrologique, biologique, géologique, chimique mais aussi sociologique et économique au sein de la zone critique.

8. Liste des figures et des tableaux

Figure 1 : Mon service d'enseignement.	11
Figure 2 : Rôle des eaux souterraines dans le cycle de l'eau (Alley et al., 2002)	26
Figure 3 : Relation entre le flux échangé avec les eaux souterraines ($m^3.s^{-1}.Km^{-1}$) et le débit de la rivière ($Q m^3.s^{-1}$). Les données sont ajustées avec une loi puissance par la méthode des moindres carrés en fonction du type d'échange observé. (Cranswick and Cook, 2015).	27
Figure 4 : Réserve régulatrice et réserve géologique (Castany, 1968).....	28
Figure 5 : Rôle des mélanges entre les eaux de surface et les eaux du milieu souterrain en termes de réaction biogéochimique du carbone et de l'azote (Datry, et al., 2008)	30
Figure 6 : Modèle conceptuel des échanges d'eau entre la surface et l'aquifère contrôlant la dynamique réserve régulatrice.	31
Figure 7 : Méthode pour la caractérisation de l'impact des activités anthropiques sur les capacités de stockage des eaux souterraines : suivi temporel avant /après la perturbation.	33
Figure 8 : Courbe de restitution d'un traceur à la sortie d'un conduit karstique (triangle) et modélisation de la restitution pour un conduit théorique. La différence entre ces deux courbes met en évidence un retard des données observées comparées à celles modélisées, retard appelé « traine » qui souligne l'existence de stockage transitoire (Binet et al., 2010).	35
Figure 9 : Traceurs environnementaux utilisés pour déterminer l'âge de l'eau. (Alley et al., 2002) ...	37
Figure 10 : Traceur des temps de séjour court (Mg et TOC) dans un aquifère karstique (Siou Blanc, Toulon) et comparaison avec le temps modal des traceurs artificiels.(Binet et al., 2006).....	39
Figure 11 : Transition été/hiver de l'oxygène 18, du Deutérium et du débit dans la Loire et impact sur les eaux de la résurgence du Loiret. L'arrivée d'eau plus appauvrie en hiver permet de dater le temps de séjour de l'eau dans le karst du Loiret. (Binet et al. 2017).	40
Figure 12 : Identification des échanges entre eaux de surface et eaux souterraines par la méthode des diagrammes débit concentrations.	41
Figure 13 : Modèle conceptuel des échanges d'eau entre la surface et le milieu souterrain : cas particulier des karsts et des tourbières.....	42
Figure 14 : Modélisation intégrée par (a) compilation de données spatialisées sur le bassin versant d'indicateur du temps moyen de séjour et du nombre de Pecllet, paramètres descriptifs du séjour (b) distribution des temps de séjour aux forages du Val d'Orléans, permettant de (c) modéliser les	

concentrations en Atrazine aux forages. Ce travail illustre les relations entre la structure spatiale et les dynamiques temporelles du système (Dedewanou et al., 2015).....	44
Figure 15 : Modèle géologique 3D du système aquifère multicouche du Val d'Orléans. (Auterives et al., 2014).....	45
Figure 16 : Impact du niveau de base aval sur les capacités de stockage des aquifères, a) la source du Loiret (Bouillon) dans les années 60 et aujourd'hui après 20 ans d'exploitation du sable en Loire (Binet et al., 2012), b) la tourbière de la Guette avant et après restauration du site (Laggoun-Défarge et al., 2016).....	46
Figure 17 : a/ Modèle conceptuel des échanges d'eau entre un réservoir poreux (A) et un chenal (C) de largeur w, (1) précipitations, (2) évapotranspiration, (3) infiltration, (4) décharge, (5) ruissellement. Sm et Se sont les hauteurs d'eau contenues dans chaque réservoir. Se max est la capacité maximum du réservoir micro-poreux. b/ Evolution temporelle des capacités de stockage de la tourbe, observées et modélisées. Binet et al. (2013) Journal of Hydrology	48
Figure 18: Estimation du coefficient de transfert entre l'eau d'un lac et le milieu souterrain en fonction du pourcentage de surface colmatée par les boues, pour trois valeurs de conductivité de l'aquifère (Ka). Les points bleus correspondent aux observations réalisées sur site. L'effet du colmatage fonctionne par seuil, le lac est colmaté ou pas, l'évolution n'est pas linéaire entre les deux extrêmes (Binet et al., 2014).	49
Figure 19 : Traçage au bleu brillant dans la zone vadose d'un calcaire de Beauce (Chartres). a) vue en coupe d'une fosse pédologique avec description géologique et dispersion spatiale du colorant avec la profondeur. b) Courbe de distribution du colorant après 66h.	50
Figure 20 : Modèle conceptuel des échanges aquifère / conduit karstique, dérivée d'un suivi isotopique hautes fréquences et d'une modélisation couplée.....	52
Figure 21 : (a) Evolution temporelle de l'indicateur i de la structure du réseau de drainage (plus i est petit plus le réseau est structuré) et (b) impact sur les capacités de stockage du système déduites par modélisation hydrodynamique. Au cours du dernier siècle cette tourbière a perdu une partie de sa capacité de stockage (Viel, Binet et al. En révision à Ecohydrology)	54
Figure 22 : Vulnérabilité du forage de La Saussaye, Chartres, réalisée par la méthode de (1) la distribution des temps de séjour et (2) validée par la comparaison avec la méthode du traçage environnemental au CFC et SF6. (3) Carte interactive spatialisant les zones vulnérables en fonction du couple temps d'arrivée /quantité arrivée pour chaque parcelle).....	57
Figure 23 : Evolution temporelle des indicateurs de la dissolution des carbonates par les acides forts [Ca+Mg]A et par l'acide carbonique [Ca+Mg]C calculés pour la source du Baget (Ariège) du réseau SNO KARST-RBV de 1979 à 2006. Les points bleus sont des moyennes mensuelles, la ligne noire représente les moyennes annuelles et la ligne pointillée la tendance interannuelle depuis 1985. A droite est données la vitesse d'évolution interannuelle.	59
Figure 24 : Suivi temporel de la chlorophylle A dans l'eau de la Loire comparée à l'oxygène dissous à la sortie du système karstique du Val d'Orléans	60
Tableau 1 : Synthèse de mon investissement pour l'encadrement des étudiants.	12
Tableau 2 : Devenir des étudiants encadrés durant le M2, la thèse ou le postdoc	15

9. Bibliographie

- Albéric, P., 2004. River backflooding into a karst resurgence (Loiret, France). *J. Hydrol.* 286, 194–202. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.018>
- Albéric, P., Lepiller, M., 1998. Oxydation de la matière organique dans un système hydrologique karstique alimenté par des pertes fluviales (Loiret, France) / Oxidation of organic matter in a karstic hydrologic unit supplied through stream sinks (Loiret, France). *Water Res.* 32, 2051–2064. [https://doi.org/10.1016/S0043-1354\(97\)00439-9](https://doi.org/10.1016/S0043-1354(97)00439-9)
- Alley, W.M., Healy, R.W., LaBaugh, J.W., Reilly, T.E., 2002. Flow and Storage in Groundwater Systems. *Science* 296, 1985–1990. <https://doi.org/10.1126/science.1067123>
- Amiotte Suchet, P., Probst, J.-L., Ludwig, W., 2003. Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Glob. Biogeochem. Cycles* 17, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2002GB001891>
- Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P., Gloaguen, R., 2012. Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers. *Nat. Geosci* 5, 127–132. <https://doi.org/10.1038/ngeo1356>
- Aquilina, L., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2006. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *J. Hydrol.* 327, 472–485. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.054>
- Auterives, C., Binet, S., Albéric, P., 2014. Inferred Conduit Network Geometry from Geological Evidences and Water-Head in a Fluvio-Karstic System (Val D'Orleans, France), in: Mudry, J., Zwahlen, F., Bertrand, C., LaMoreaux, J.W. (Eds.), *H₂Karst Research in Limestone Hydrogeology, Environmental Earth Sciences*. Springer International Publishing, pp. 49–58. https://doi.org/10.1007/978-3-319-06139-9_3
- Bailly-Comte, V., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., Pistre, S., 2012. A conceptual semidistributed model of the Coulazou River as a tool for assessing surface water–karst groundwater interactions during flood in Mediterranean ephemeral rivers. *Water Resour. Res.* 48, W09534. <https://doi.org/10.1029/2010WR010072>
- Batiot, C., Linan, C., Andreo, B., Emblanch, C., Carrasco, F., Blavoux, B., 2003. Use of Total Organic Carbon (TOC) as tracer of diffuse infiltration in a dolomitic karstic system: The Nerja Cave (Andalusia, southern Spain). *Geophys Res Lett* 30, 2179. <https://doi.org/doi:10.1029/2003GL018546>
- Binet, S., Auterives, C., Charlier, J.B., 2012. Impact des Changements environnementaux sur la ressource en eaux : Construction d'un modèle hydrogéologique d'étiage sur le Val d'Orléans.
- Binet, S., Bru, K., Klinka, T., Touzé, S., Motelica-Heino, M., 2014. Water and acrylamide monomer transfer rates from a settling basin to groundwaters. *Environ. Sci. Pollut. Res.* 1–9. <https://doi.org/10.1007/s11356-014-3106-2>
- Binet, S., Essayan, V., Hertout, A., Dedewanou, M., Noel, H., Berte, L., Bordeau, F., 2016. Engaging Stakeholders in assessing the impact of agricultural practice on groundwater quality: the Residence Time Distribution model (RTD). *Int. Environ. Model. Softw. Soc. IEMSs Conf.*
- Binet, S., Joigneaux, E., Pauwels, H., Albéric, P., Fléhoc, C., Bruand, A., 2017. Water exchange, mixing and transient storage between a saturated karstic conduit and the surrounding aquifer: Groundwater flow modeling and inputs from stable water isotopes. *J. Hydrol.* 544, 278–289. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.042>
- Binet, S., Joodi, A., Joigneaux, E., Albéric, P., Gutierrez, A., 2010. Localisation of a Reactive Transport Zone in a Saturated Karstic Conduit Deduced from Natural and Artificial Tracer Tests, in: LaMoreaux, J.W. (Ed.), *Advances in Research in Karst Media, Environmental Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 123–129.

- Binet, S., Mudry, J., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Cova, R., 2006. Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior: multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeol. J.* 14, 1107–1121.
- Binet, S., Mudry, J., Scavia, C., Campus, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., 2007. In situ characterization of flows in a fractured unstable slope. *Geomorphology* 86, 193–203.
- Birk, S., Hergarten, S., 2010. Early recession behaviour of spring hydrographs. *J. Hydrol.* 387, 24–32. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.026>
- Blondel, T., Emblanch, C., Dudal, Y., Batiot-Guilhe, C., Travi, Y., Gaffet, S., 2010. Transit Time Environmental Tracing from Dissolved Organic Matter Fluorescence Properties in Karstic Aquifers. Application to Different Flows of Fontaine de Vaucluse Experimental Basin (SE France), in: Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J., LaMoreaux, W.J. (Eds.), *Advances in Research in Karst Media*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 143–149.
- Borghi, A., Renard, P., Jenni, S., 2012. A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *J. Hydrol.* 414, 516–529. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.032>
- Boulton, A.J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E.H., Valett, H.M., 1998. The Functional Significance of the Hyporheic Zone in Streams and Rivers. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 29, 59–81.
- Boussinesq, J., 1877. Essai sur la théorie des eaux courantes du mouvement non permanent des eaux souterraines. *Acad Sci Inst Fr* 252–260.
- Bragée, P., Mazier, F., Nielsen, A.B., Rosén, P., Fredh, D., Broström, A., Granéli, W., Hammarlund, D., 2015. Historical TOC concentration minima during peak sulfur deposition in two Swedish lakes. *Biogeosciences* 12, 307–322. <https://doi.org/10.5194/bg-12-307-2015>
- Brantley, S.L., Goldhaber, M.B., Ragnarsdottir, K.V., 2007. Crossing Disciplines and Scales to Understand the Critical Zone. *Elements* 3, 307–314. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.5.307>
- Brouyère, S., Orban, P., Wildemeersch, S., Couturier, J., Gardin, N., Dassargues, A., 2009. The Hybrid Finite Element Mixing Cell Method: A New Flexible Method for Modelling Mine Ground Water Problems. *Mine Water Environ.* 28, 102–114. <https://doi.org/10.1007/s10230-009-0069-5>
- Cardenas, B., 2008. Surface water-groundwater interface geomorphology leads to scaling of residence times. *Geophys. Res. Lett.* 35. <https://doi.org/10.1029/2008GL033753>
- Cardenas, M.B., Wilson, J.L., Zlotnik, V.A., 2004. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resour. Res.* 40, W08307. <https://doi.org/doi:10.1029/2004WR003008>
- Castany, G., 1968. *Traité pratique des eaux souterraines*, Dunod. Paris, France.
- Chapuis, S., 1997. Evolution de la ligne d'eau d'étiage de la Loire moyenne, période 1986-1996. DIREN, Orléans.
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Binet, S., Mudry, J., Bouillier, N., 2010. Use of continuous measurements of dissolved organic matter fluorescence in groundwater to characterize fast infiltration through an unstable fractured hillslope (Valabres rockfall, French Alps). *Hydrogeol. J.* 18, 1963–1969.
- Charmoille, A., Binet, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Mudry, J., 2009. Hydraulic interactions between fractures and bedding planes in a carbonate aquifer studied by means of experimentally induced water-table fluctuations (Coaraze experimental site, southeastern France). *Hydrogeol. J.* 17, 1607–1616.
- Choi, H., Beven, K., 2007. Multi-period and multi-criteria model conditioning to reduce prediction uncertainty in an application of TOPMODEL within the GLUE framework. *J. Hydrol.*
- Cranswick, R.H., Cook, P.G., 2015. Scales and magnitude of hyporheic, river-aquifer and bank storage exchange fluxes. *Hydrol. Process.* 29, 3084–3097. <https://doi.org/10.1002/hyp.10421>
- Daly, D., Dassargues, A., Drew, D., Dunne, S., Goldscheider, N., Neale, S., Popescu, I., Zwahlen, F., 2002. Main concepts of the “European approach” to karst-groundwater-vulnerability assessment and mapping. *Hydrogeol. J.* 10, 340–345. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0185-1>

- Datry, T., Dole-Olivier, M.J., Marmonier, P., Claret, C., Perrin, J.F., Lafont, M., Breil, P., 2008. La zone hyporhéique, une composante à ne pas négliger dans l'état des lieux et la restauration des cours d'eau. *Ingénieries, E A T, IRSTEA édition 2008* 3–8.
- Dedewanou, M., Binet, S., Rouet, J.L., Coquet, Y., Bruand, A., Noel, H., 2015. Groundwater Vulnerability and Risk Mapping Based on Residence Time Distributions: Spatial Analysis for the Estimation of Lumped Parameters. *Water Resour. Manag.* 29, 5489–5504. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-1130-8>
- Dickinson, R.E., 1984. Modeling Evapotranspiration for Three-Dimensional Global Climate Models, in: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. American Geophysical Union, pp. 58–72. <https://doi.org/10.1029/GM029p0058>
- Doerfliger, N., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 1999. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environ. Geol.* 39, 165–176. <https://doi.org/10.1007/s002540050446>
- Eckhardt, K., Ulbrich, U., 2003. Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *J. Hydrol.* 284, 244–252. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.08.005>
- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M., Mudry, J., 1998. Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic Karst Hydrosystem. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1459–1462. <https://doi.org/10.1029/98GL01056>
- Faber, P.A., Cook, P.L.M., McKelvie, I.D., Ellis, P.S., 2011. Development of a gas diffusion probe for the rapid measurement of pCO₂ in aquatic samples. *Anal. Chim. Acta* 691, 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.aca.2011.02.024>
- Fetter, C., 1994. *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, New Jersey.
- Flury, M., Wai, N., 2003. Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Rev Geophys* 41, 1002. <https://doi.org/10.1029/2001RG000109>
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allègre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.* 159, 3–30. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- Gorham, E., 1991. Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming. *Ecol. Appl.* 1, 182–195. <https://doi.org/10.2307/1941811>
- Graham, L.P., Andréasson, J., Carlsson, B., 2007. Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods – a case study on the Lule River basin. *Clim. Change* 81, 293–307. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9215-2>
- Grosbois, C., Négrel, P., Fouillac, C., Grimaud, D., 2000. Dissolved load of the Loire River: chemical and isotopic characterization. *Chem. Geol.* 170, 179–201. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00247-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00247-8)
- Gutierrez, A., Klinka, T., Thiéry, D., Buscarlet, E., Binet, S., Jozja, N., Défarge, C., Leclerc, B., Fécamp, C., Ahumada, Y., Elsass, J., 2013. TRAC, a collaborative computer tool for tracer-test interpretation. *EPJ Web Conf.* 50. <https://doi.org/10.1051/epjconf/20135003002>
- Harou, J.J., Lund, J.R., 2008. Ending groundwater overdraft in hydrologic-economic systems. *Hydrogeol. J.* 16, 1039–1055. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0300-7>
- Jeannin, P.-Y., 2001. Modeling flow in phreatic and epiphreatic Karst conduits in the Hölloch Cave (Muotatal, Switzerland). *Water Resour. Res.* 37, 191–200. <https://doi.org/10.1029/2000WR900257>
- Jeannin, P.-Y., Hessenauer, M., Malard, A., Chapuis, V., 2016. Impact of global change on karst groundwater mineralization in the Jura Mountains. *Sci. Total Environ.* 541, 1208–1221. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.10.008>
- Joodi, A., Sizaret, S., Binet, S., Bruand, A., Alberic, P., 2010. Development of a Darcy-Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *Hydrogeol. J.*
- Labat, D., 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *J. Hydrol.* 314, 275–288. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.003>

- Labat, D., Mangin, A., 2015. Transfer function approach for artificial tracer test interpretation in karstic systems. *J. Hydrol.* 529, Part 3, 866–871. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.011>
- Ladouche, B., Probst, A., Viville, D., Idir, S., Baqué, D., Loubet, M., Probst, J.-L., Bariac, T., 2001. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). *J. Hydrol.* 242, 255–274. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00391-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00391-7)
- Laggoun-Défarge, F., Gogo, S., Bernard-jannin, L., Guimbaud, C., Zocatelli, R., Rousseau, J., Binet, S., D'Angelo, B., Leroy, F., Jozja, N., Le Moing, F., Défarge, C., 2016. Does hydrological restoration affect greenhouse gases emission and plant dynamics in 1 Sphagnum peatlands? *Mire Peat.*
- Maillet, E., 1905. *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*, Librairie Sci, A. Hermann.
- Mangin, A., 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Université de Dijon, Dijon.
- Marsily, G. de, 1981. *Hydrogéologie quantitative*. Masson.
- Massei, N., Wang, H.Q., Field, M.S., Dupont, J.P., Bakalowicz, M., Rodet, J., 2006. Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeol. J.* 14, 849–858. <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0010-3>
- Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Arfib, B., Baudement, C., Danquigny, C., Dal Soglio, L., Bertin, D., 2017. KarstMod: A modelling platform for rainfall - discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environ. Model. Softw.* <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.015>
- Moore, W.S., 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by 226Ra enrichments. *Nature* 380, 612–614. <https://doi.org/10.1038/380612a0>
- Mouhri, A., Flipo, N., Saleh, F., 2012. *État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière (No. Tech. rep.)*, PIREN Seine. Paris.
- Mudry, J., 1990. Les courbes flux chimique-debit et le fonctionnement des aquiferes karstiques. *J. Hydrol.* 120, 283–294. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90154-P](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90154-P)
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* 10, 18–39. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2>
- Schindler, J.E., Krabbenhoft, D.P., 1998. The hyporheic zone as a source of dissolved organic carbon and carbon gases to a temperate forested stream. *Biogeochemistry* 43, 157–174. <https://doi.org/10.1023/A:1006005311257>
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). *Quat. Sci. Rev.* 89, 27–43. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.008>
- Siou, L.K.A., Johannet, A., Borrell, V., Pistre, S., 2011. Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting: The case of the Lez Basin (southern France). *J. Hydrol.* 403, 367–380. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.015>
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Szczypta, C., Gascoïn, S., Houet, T., Hagolle, O., Dejoux, J.-F., Vigneau, C., Fanise, P., 2015. Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *J. Hydrol.* 521, 84–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.060>
- Triska, F.J., Duff, F.J., Avanzino, R.J., 1993. Patterns of hydrological exchange and nutrient transformation in the hyporheic zone of a gravel-bottom stream: examining terrestrial–aquatic linkages. *Freshw. Biol.* 29, 259–274. <https://doi.org/doi:10.1111/j.1365-2427.1993.tb00762.x>
- Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R.B., 2000. Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. *Science* 289, 284. <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.284>

Wu, Y., Hunkeler, D., 2013. Hyporheic exchange in a karst conduit and sediment system – A laboratory analog study. *J. Hydrol.* 501, 125–132. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.040>

10. Sélection d'articles par thème

Cette annexe regroupe une sélection de 10 articles personnels. Les articles sont présentés selon les chapitres où ils sont appelés, dans la présentation des travaux. Les deux premiers sont donnés dans leurs intégralités car ils représentent au mieux mon travail. Pour les autres, seulement le résumé est inclus dans ce manuscrit.

Stockage transitoire à l'interface surface / souterrain :

Journal of Hydrology 544 (2017) 278–289



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol



Research papers

Water exchange, mixing and transient storage between a saturated karstic conduit and the surrounding aquifer: Groundwater flow modeling and inputs from stable water isotopes



S. Binet^{a,c,*}, E. Joigneaux^{a,b}, H. Pauwels^b, P. Albéric^a, Ch. Fléhoc^b, A. Bruand^a

^a Université d'Orléans, CNRS/INSU, BRGM, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

^b BRGM, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 45000 Orléans, France

^c Université de Toulouse, CNRS/INEE, INP, UPS, EcoLab UMR 5245; ENSAT, Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 November 2016

Accepted 21 November 2016

Available online 22 November 2016

This manuscript was handled by Corrado Corradini, Editor-in-Chief, with the assistance of Bartolomé Andreo-Navarro, Associate Editor

Keywords:

Karst hydrology
Stable isotopes
Water exchanges
Saturated conduit
Coupled flow model

ABSTRACT

Water exchanges between a karstic conduit and the surrounding aquifer are driven by hydraulic head gradient at the interface between these two domains. The case-study presented in this paper investigates the impact of the geometry and interface conditions around a conduit on the spatial distribution of these exchanges. Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ and δD), discharge and water head measurements were conducted at the resurgence of a karst system with a strong allogenic recharge component (Val d'Orléans, France), to estimate the amounts of water exchanged and the mixings between a saturated karstic conduit and the surrounding aquifer. The spatio-temporal variability of the observed exchanges was explored using a 2D coupled continuum-conduit flow model under saturated conditions (Feflow[®]).

The inputs from the water heads and stable water isotopes in the groundwater flow model suggest that the amounts of water flowing from the aquifer are significant if the conduit flow discharges are less than the conduit flow capacity. This condition creates a spatial distribution of exchanges from upstream where the aquifer feeds the conduit (recharge area) to downstream where the conduit reaches its maximum discharge capacity and can feed the aquifer (discharge area). In the intermediate transport zone no exchange between the two domains takes place that brings a new criterion to delineate the vulnerable zones to surface water.

On average, 4% of the water comes from the local recharge, 80% is recent river water and 16% is old river water. During the November 2008 flood, both isotopic signatures and model suggest that exchanges fluctuate around this steady state, limited when the river water level increases and intensified when the river water level decreases. The existence of old water from the river suggests a transient storage at the aquifer/conduit interface that can be considered as an underground hyporheic zone.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction: Water exchanges between a karst conduit and the surrounding aquifer

Water from karstic aquifers is largely used for water supply. In these systems the quantity and quality of outflowing water are highly variable, changing with time following the climatic conditions on the watershed (White, 1999). To help water supply managers, it is fundamental to understand the mechanisms that drive these temporal changes in water quality.

The main known reason for these water quality changes is the huge range of water velocities observed in karst systems. The

water flows in three types of porosity: inter-granular porosity within the rock matrix, small aperture fracture porosity, and large cavernous conduit porosity (White, 1999). The matrix porosity and the small fracture porosity around the conduit can be subsumed under the term of aquifer porosity. If the conduits are connected to the surface, the system will be highly vulnerable to the River water dynamics, Intensifying the surface water-groundwater interactions (Sophocleous, 2002).

As these porosities are connected, water can flow from one to the other, causing exchanges or pulses of water that affect the quality of water at the outlet of the karst system. In the literature, existing approaches are conducted at the global scale (Grasso et al., 2003; Butscher and Huggenberger, 2008; Hartmann et al., 2013) with varying degrees of process representation of the matrix/conduit exchanges. These exchanges are explained hydrodynamically

* Corresponding author at: Université d'Orléans, CNRS/INSU, BRGM, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France.

E-mail address: stephane.binet@univ-orleans.fr (S. Binet).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.042>
0022-1694/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

by time changes in water pressure in the conduit that create pressure and mass transfer to/from the aquifer. Bailly-Comte et al. (2010) used mathematical models of karst resurgence recession to show that karst resurgence hydrographs can be interpreted according to pressure transfer between two distinct porosities within the aquifer, conduit and aquifer porosity, which induce two distinct responses at the resurgence. Water exchanges between conduits and aquifer porosity are governed by hydraulic head differences between conduits and matrix, head gradients within conduits, and the permeability difference between conduits and the aquifer (Kovács et al., 2005). If the hydraulic head changes over time are the only driver, it follows that the exchanges must take place under saturated conditions and that the intensity of the exchanges decreases to zero when the system tends to a steady state pressure condition (Bailly-Comte et al., 2010). The water exchange is considered as a transient process.

The use of stable water isotopes has enriched groundwater conceptual models and has evidenced the physical phenomena taking place in karst systems, such as the differentiation of the catchment areas of the main springs (Andreo et al., 2004), the importance of the recharge elevation gradient (Binet et al., 2006), or the existence of water storage in the epikarstic zone (Lee and Krothe, 2001; Perrin et al., 2003). In their examination of water mixing deduced by water chemistry at the spring, Charmoille et al. (2009) observed that the regional hydraulic gradient and the mixing of water estimated by hydrochemistry could differ, suggesting dynamic local flows in the opposite direction to the regional hydraulic gradient. This suggests that the amount of water exchanged, estimated at the regional scale, may differ from the amount of water mixed between the two kinds of porosities. The use of stable water isotopes or water chemistry in hydrological studies improves the conceptual models of groundwater surface water interactions (Charlier et al., 2010; Doctor et al., 2006; Marfia et al., 2004), making it possible to estimate the relative proportions of the conduit, intermediate, and diffuse flow components (Long and Putnam, 2004). More generally, mixing models from hydrochemistry analysis suggest that in these karst systems 75% of the water can come from the aquifer (Martin et al., 2003). These mixings take place throughout the year and are significant even if the system tends to a pseudo hydrodynamic steady state in low water periods.

Thus, if the exchanges are driven by pressure transfer, which local conditions (geometric or intrinsic to the karst properties) could induce a steady state pressure disequilibrium between a conduit and the aquifer?

Analysis of the driving mechanisms of water exchanges using coupled models (groundwater flow and transport) is rarely carried out in karst systems because it is very difficult to make the correct assumptions to describe their complexity. This approach is only possible with models that have a high degree of process representation and a high spatial resolution. However, in recent years, the coupled continuum-conduit flow model has enabled the identification of mechanisms that control karst flow. Jeannin (2001) demonstrated the feasibility of using this kind of model to describe actual karst systems. Reimann et al. (2011) provided theoretical evidence of the significance of turbulent flows in the conduit on the exchanges between conduits and the aquifer, and introduced the notion of conduit flow capacity. Depending on the amount of water collected by the conduit compared to its overall flow capacity, a hydraulic gradient at the interface between the conduit and matrix can be determined and will drive the direction and the intensity of the exchanges.

The divergence between exchanges and mixing led the above-mentioned authors to consider this interface as a hyporheic zone, defined as an area where water infiltrates from the conduit into the aquifer and returns to the conduit after relatively short pathways. The hyporheic zone was first evidenced using water isotopes

between Rivers and Alluvium (Mengis et al., 1999). This raises the possibility of transient storage in the aquifer (Gooseff et al., 2003), showing the existence of water with residence times bounded between conduit and aquifer residence times. The existence of this zone was evidenced by modeling (Cardenas et al., 2008) and by a laboratory analog study (Wu and Hunkeler, 2013) but little evidence from a saturated karstic conduit itself has yet been provided.

To study the conditions controlling the exchanges between a conduit and the aquifer, and their spatial significance and relative variability from recharge to discharge areas, we observed a karstic system connected to a sinking river. This paper describes the water exchanges observed in an allogenic karst, the Val d'Orléans aquifer, deduced from stable water isotope signatures and a coupled continuum-conduit flow model calibrated from water head measurements.

In the proposed model, particular attention was paid to the spatial variability of these exchanges, from recharge point to discharge area. The role of the conduit interfaces, pressure transfer and karst geometry on the exchanged water was explored by validating groundwater model with stable water isotopes. Analysis of the November 2008 flood event evidenced the existence of transient storage in this karst system.

2. Study area: hydrogeology

The Val d'Orléans is a vast depression in the Loire River main flow, 37 km long and from 4 to 7 km wide (Fig. 1).

The karst aquifer is hosted within a carbonate lacustrine deposit called the Beauce limestone with a high porosity overlain by the Quaternary alluvia of the Loire River. In some places, a clay layer is interbedded, creating a confined area in the limestones. This geological setting creates a multi-layered aquifer system with significant flux between the alluvia and the limestones (Lepiller, 2006).

The Loire River feeds more than 80% of the water hosted in the carbonate karst aquifer (11 m³/s during low water periods) (Martin et al., 2003). The groundwater flows from the city of Jargeau where the Loire River sinks providing significant recharge to the groundwater system. Water outflows toward several resurgences of the Loiret River (e.g. the Bouillon) through the karst networks (Fig. 1) (Lepiller, 2006). The Bouillon is the main resurgence of the river water infiltrated from the Loire River (from 0.1 to 5 m³/s). The complexity of the system is highlighted by backflooding phenomena (Albéric, 2004), whose frequency of occurrence varies with time (Joigneaux et al., 2011). Backflooding suggests that surface water and groundwater heads are close to the equilibrium, and the direction of the hydraulic gradient between surface and groundwater can be inverted.

Conduit flows of the Val d'Orléans karst system were characterized with 10 dye tracer tests conducted between the recharge points S1 or S2 and the outlet resurgences (Fig. 1). Using a straight line distance between input and output points, the flow velocity was found to range between 0.030 and 0.045 m/s for hydraulic gradients between 0.13‰ and 0.32‰ inside the conduit respectively. The average of the 10 tests gave a velocity of about 0.037 m/s for a hydraulic gradient of about 0.2‰ (Joodi et al., 2010).

The flow converges from S1 and S2 toward the Bouillon resurgence and the average water residence time is about 100 h and 45 h respectively, suggesting an average residence time of the water in the conduit of about 89 h (about 3.5 days). Downstream tracers diverge as evidenced by the number of resurgence points observed along the Loire River.

The mixing between local aquifer and regional (Loire) flows was documented using hydrochemical analysis (Le Borgne et al., 2005). The water balance showed that 15% of the water flows from the aquifer (Gutierrez and Binet, 2010). Based on chloride mass bal-

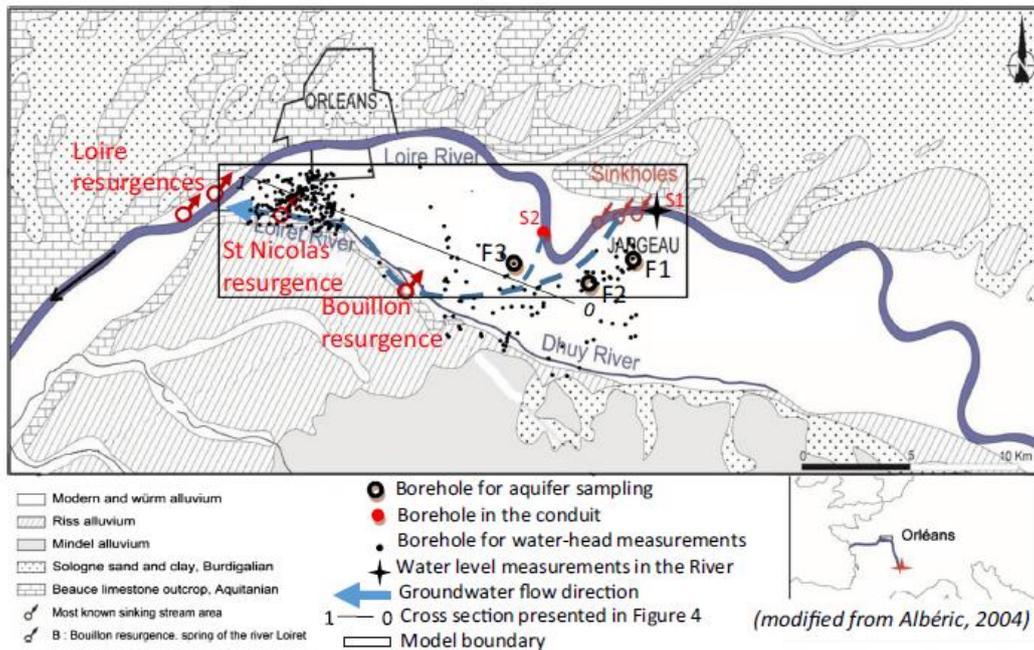


Fig. 1. Hydrogeological setting: 0–1 localizes the cross section presented in Section 3.2. F1, F2 and F3 are the boreholes used to characterize aquifer isotope signatures.

ance, Albéric and Lepiller (1998) estimated no mixing and Le Borgne et al. (2006) proposed a value of <4% using nitrates in waters. This paper will try to explain the apparent contradiction between these mixing calculation values and the water balance by testing the hypothesis of transient storage around the conduit as a possible explanation.

3. Methodology

3.1. Stable water isotopes sampling and analysis

Rain water, river water and groundwater samples were collected for the analysis of stable water isotope. Monthly rain water cumulative samples were collected from March 1996 to the present (Millot et al., 2010) at the Orléans station of the French monitoring network, which is part of the IAEA/WMO Global Network for Isotopes in Precipitation.

Loire River samples were collected close to Jargeau at the recharge point of the karstic aquifer. The river water level measurements were recorded at the S1 station used for water quality monitoring. Karstic conduit samples were collected from the Bouillon spring, one of the main resurgences (Fig. 1). The sampling campaigns focused on two periods: (i) a low water level period from 19th August 2008 to 2 September 2008 with the collection of 6 Loire samples and 6 resurgence samples, and (ii) the flood period from the 5th to 14th of November 2008 that recorded a 1.9 m increase in the water level of the Loire River and a significant increase in the discharge rate of the resurgences. Thirteen Loire samples and 18 resurgence samples were collected during this event. As the tracer results showed a residence time of 3.5 days (Joodi et al., 2010) the sampling procedure during the two focus periods was designed with a time interval of 3.5 days between the Loire and the resurgence sampling.

Twelve additional samples were collected in the Loire River and the Bouillon resurgence between March and September 2009 and three samples were collected in August 2008 from the Saint Nicolas resurgence located 8 km downstream of the Bouillon.

The F1, F2, and F3 boreholes located within the Val d'Orléans along the karstic flow line (Fig. 1) between the sinkholes and the resurgences were sampled in August 2008 in order to identify the isotope water signature in the aquifer. Collection of water in boreholes was not possible in November, as the boreholes are only operated during the irrigation season.

The stable isotopes ^2H and ^{18}O (deuterium D, and oxygen O) were measured using a Finnigan MAT 252 mass spectrometer with a precision of 0.1‰ vs. SMOW (Standard Mean Ocean Water) for $\delta^{18}\text{O}$ and of 0.8‰ for $\delta^2\text{H}$. Isotopic compositions are reported in the usual δ -scale in ‰ with reference to V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). The D and O isotopic ratios, reported in per mil deviations from the international SMOW standard, were analyzed using a Finnigan MAT 252 mass spectrometer. The average precision, based on multiple analyses of various samples and laboratory standards, was $\pm 0.1\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0.8\text{‰}$ for $\delta^2\text{H}$ (Négrel et al., 2003).

3.2. Groundwater flow model

The amount of water exchanged between a saturated conduit and the aquifer can be estimated using groundwater flow calculations with two domains: the conduit (C) and the surrounding aquifer (A). Following Jeannin (2001) and Reimann et al. (2011), the conduit discharge Q_c (m^3/s) for turbulent conditions can be described using a 1D Manning-Strickler law (Eq. (1)):

$$Q_c = -A_c f r^{2/3} \sqrt{dh/dx} \quad (1)$$

where dh/dx is the head loss in the conduit at the x location (l), r is the hydraulic radius of the conduit (m), f is the friction coefficient

($m^{1/3} s^{-1}$) and A_c the cross sectional area of the conduit (m^2). The conduit is considered to be fully saturated, and the radius is considered to be constant in space (equivalent radius).

The flows in the aquifer are described using a Darcy law generalized with the continuity equation for a horizontal phreatic two-dimensional aquifer:

$$Ss \frac{dh}{dt} - \text{div}(Ks \text{ grad } h) = R \quad (2)$$

where Ks is the hydraulic conductivity of the aquifer (m/s), Ss the storage coefficient (J) and R the vertical recharge in the cell (m/s).

3.2.1. Model structure

The spatio-temporal variability of the observed exchanges was explored using a 2D coupled continuum-conduit flow model under saturated conditions (Feflow®). The Val d'Orléans aquifer was modeled in 2 dimensions as a 4 km wide * 20 km long square, in which a single conduit is immersed in the center as a discrete feature where Manning Strickler law is applied (Fig. 2). The two domains were discretized using a triangle mesh method (Shewchuk, 1996). The mesh size ranged from 1 m^2 in the conduit to 100 m^2 in the aquifer, close to the no-flow boundary, with 22,800 nodes. At the interface between the conduit and the aquifer, we assumed that the hydraulic heads in the conduit and in the aquifer were equal.

3.2.2. Boundary conditions and justifications

Constant head boundary conditions are fixed in the Loire River h_{ref} . Water heads in the upstream river h_0 , downstream river h_1 and at the Bouillon resurgence h_R are fixed respectively at 99, 87 and 90.3 m above sea level for the steady state calculations. The flood were modeled increasing upstream river head from 99 to 101.6 m in 5 days, and then decreasing back in 7 days, according to the observations realized during the November 2008 flood at the Jargeau station.

The flow rates at the river water-groundwater interfaces were calculated from the transfer rate ϕ (m^2/s), and the difference between h_{ref} the river head and h the groundwater head:

$$Q = \Phi(h_{ref} - h) \quad (3)$$

Q_{c0} (m^3/s) is the flow rate inflowing from the River into the conduit. Q_{c1} (m^3/s) is the flow rate outflowing from the conduit toward the river. Q_{A0} (m^3/s) is the flow rate inflowing from the River into the aquifer. Q_{A1} (m^3/s) is the flow rate outflowing from the aquifer toward the river. A Neumann boundary conditions are used here to accommodate the fact that for a given head in the river, the head below the river is founded to change between the conduit and the aquifer domains.

The overflow at the Bouillon resurgence is noted Q_R and is calculated with Eq. (3) using $h_R = 90.3$ m. The flow rate in the conduit below the resurgence is noted Q_{CR} .

3.2.3. Water exchange calculation

This paper investigates the exchanges between the aquifer and the conduit. The ratio of water flowing from the aquifer into the conduit %A between the upstream boundary condition and the resurgence was calculated as follows:

$$\%A = (Q_{CR} - Q_{c0})/Q_{CR} \quad (4)$$

If %A < 0, the conduit recharges the aquifer, while if %A > 0, the aquifer feeds the conduit. %A was calculated from each cross sectional area of the conduit.

Based on Eq. (4), Reimann et al. (2011) and Bailly-Comte et al. (2010) introduced the notion of conduit capacity Q_{cm} . This is the maximum discharge that the conduit can evacuate for a given hydraulic gradient. Here the maximum conduit capacity Q_{cm} is described as:

$$Q_{cm} = A_c f r^{2/3} \frac{(h_0 - h_1)}{L} \quad (5)$$

For given conduit properties and a given hydraulic gradient, the discharge Q_{cm} represents the maximum discharge flowing into the conduit, for a given geometry. In order to characterize the drainage state of the conduit, the dimensionless discharge ratio %Q was defined as the ratio between the discharge in the conduit (Q_c) and the maximum discharge capacity (Q_{cm}):

$$\%Q = Q_c/Q_{cm} \quad (6)$$

%Q characterizes the amount of water flowing in the conduit with respect to the theoretical discharge in the same conduit without exchanges. %Q < 1 means that the conduit could drain more water. %Q = 1 means that the discharge in the conduit is maximum, i.e. the maximum capacity has been reached. %Q > 1 means that the hydraulic head in the conduit is higher than that in the aquifer, so the conduit feeds the aquifer. %Q includes the geometric properties of the conduit.

3.2.4. Parameter selection and initial conditions

In this paper, 120 water-head measurements performed in boreholes during the July–September 1966 base flow (Desprez, 1967) in and around the karstic network were used to calibrate the steady-state numerical groundwater flow model results. The boreholes are located in Fig. 1, and the dataset was extracted from the French geological survey (BRGM) Database (www.infoterre.fr). To exploit these observations, the measurements from the observation wells were projected on a [0,1] cross section located in

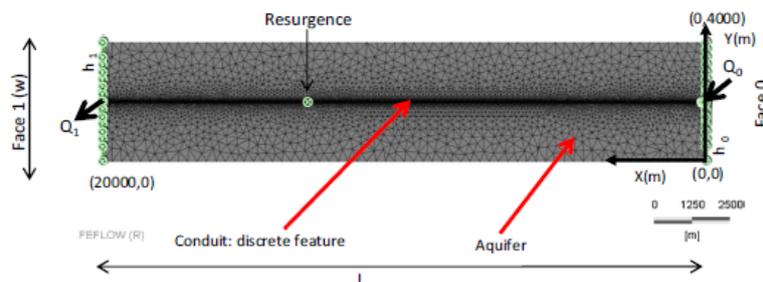


Fig. 2. Description of the hydrodynamic model: Horizontal saturated 2D aquifer, with 45,000 nodes created with increasing density around the conduit. The constant values for the hydrodynamic calculations are the length, the width, thickness, the recharge, the hydraulic conductivity, the specific storage of the aquifer, the cross sectional area and the roughness coefficient of the conduit. The interface properties (green cross) are defined by a transfer rate. The 0 and 1 boundary conditions are constant heads in the river. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Fig. 1, crossing the aquifer from the recharge area (0) to the discharge area (1). Projected on the cross section, the water heads observed in the conduit and the aquifer can be compared to determine the direction and the intensity of the exchanges between conduit and aquifer at the point x of the cross section. The annual difference between these two levels is 1 m.

The recharge infiltrated from the surface to the karst system (R) is about 5 mm/yr for a watershed of about 284 km² (Gutierrez and Binet, 2010). This impact of local recharge on the resurgence water is highlighted by the existence of organic contaminants in resurgence water (Dedewanou et al., 2015). Martin et al. (2003) synthesized the hydrogeological properties of the geological layers.

Pumping tests in the limestone showed a hydraulic conductivity (K) of c. 5E–4–30E–4 m/s and a storage coefficient (S) of about 10^{–3}, suggesting a confined aquifer system for a 30 m thickness. The primary porosity of the lake deposit limestone can reach 5% (Waschkowski, 1973). K_s was fixed at 25 E–4 m/s, the average value of data from pumping tests and transmissivity was calculated assuming an aquifer with a thickness about 30 m.

Conduit properties were derived from 10 tracer tests (Joodi et al., 2010) and explorations by speleologist divers, present a global flow rate of 2–10 m³/s for cross sectional area of about 10 m² (Auterives et al., 2014).

The initial condition for steady state was $h(x,y) = 99$ m and the results of $h(x,y)$ obtained during the steady state were used as the initial conditions of the transient calculation.

3.2.5. Model runs and performances

The equation-system solver used was SAMG in Feflow (Diersch, 2014), a linear solver for groundwater simulation with a convergence criterion of <10^{–8} for the steady state hydraulic head calculation. To improve repeatability of the results, a second run was carried out with a second convergence criterion on the water budget, <1.15 E–5 m³/s. Transient calculation were performed with a

¼ hour time step.

Steady state calibration were performed following a step by steps procedure: first, Conduit properties (f , A_c) were estimated to adjust the flow velocity and discharge observed in the conduit by tracer tests (Fig. 5). Then, the transfer rates were estimated during the groundwater model calibration to reach the best fit model defined by a Nash criteria calculated on the groundwater heads in the aquifer.

Validation of the transient hydrological model were performed using a Nash criteria calculated on the discharges observed during the November 2008 flood.

Sensitivity analysis was performed, for steady state conditions, using a One-At-a-Time (OAT) method to test the local sensitivity of the model parameters around the values defined by the best fit model, adapted for the Val d'Orléans context. For each input parameter with an x best fit value, a range Ω of the admissible variations was defined. σ was considered to be ¼ of this Ω range and runs were performed for $x + \sigma$ and $x - \sigma$ values, under steady state conditions (Razavi and Gupta, 2015). The sensitivity of the boundary conditions were tested changing the hydraulic gradient $i = (h_{A0} - h_{A1})/L$. For the hydraulic conductivity and the recharge, the tests were performed on the log of the x and σ values. The conduit properties, $Ac f r^{2/3} \sqrt{dh/dx}$, were grouped in the term Q_c and the interface properties Φ were tested from the discharge values flowing through the interfaces: Q_{A0} , Q_{A1} , Q_{C0} , Q_{C1} (Eq. (3)). Screening was conducted in the Ω range in order to identify the influence of the parameter x on the conduit/aquifer exchanges (A). The impact of x on A were evaluated using a percentage difference. The parameters were ranked according to this percentage. (Pianosi et al., 2016).

During the November 2008 flood calculation, the values of Q_{C0} , Q_{C1} and %Q were extracted of the model when the water level reach, 97.5, 98.4, 99.1 and 101.6 m.

3.3. Quantification of fluxes using stable isotopes

3.3.1. Qualitative input

The difference between isotopic composition at the resurgence and at the Loire 3.5 days earlier is a qualitative indicator of the exchanges between the conduit and the aquifer. If the difference is null, all the resurgence water comes from the Loire River. If the difference increases, this means that the proportion of water from the aquifer increases. This difference can be compared with the proportion of water from the surrounding aquifer (%A) calculated by the groundwater model.

3.3.2. Quantitative input

The isotope composition of the resurgence can be compared to the isotope composition of the waters coming from the aquifer and the River using an end-member analysis. They were calculated by applying a mass balance equation:

$$\begin{cases} \delta D_{\text{resurgence}} = (1 - \%A)\delta D_{\text{river}} + \%A \delta D_{\text{aquifer}} \\ \delta^{18}O_{\text{resurgence}} = (1 - \%A)\delta^{18}O_{\text{river}} + \%A \delta^{18}O_{\text{aquifer}} \end{cases} \quad (7)$$

where $\delta D_{\text{resurgence}}$ and $\delta^{18}O_{\text{resurgence}}$ are the isotope compositions of the resurgence at a given time, δD_{river} and $\delta^{18}O_{\text{river}}$ are the isotope compositions of the Loire 3.5 days previously. $\delta D_{\text{aquifer}}$ and $\delta^{18}O_{\text{aquifer}}$, the isotope compositions of water coming from the aquifer, are unknown and may change with time. Thus it is inadequate to calculate a proportion of water coming from the aquifer directly with isotopic data. To overcome this limitation of isotope hydrology which assumes aquifer as an end-member, the methodology chosen in this paper was to use the groundwater model results in the end-member analysis to estimate the proportion of water coming from the aquifer %A. The relative difference between observed and calcu-

lated $\delta D_{\text{aquifer}}$ and $\delta^{18}O_{\text{aquifer}}$ will provide validation of the proposed %A in the groundwater model. The change of $\delta D_{\text{aquifer}}$ and $\delta^{18}O_{\text{aquifer}}$ during the flood, compared to seasonal pattern of the isotopes in rain, will provide information about the origin of the aquifer waters.

4. Results

4.1. Stable water isotopes for evaluation of water exchanges

4.1.1. Pseudo-steady-state conditions: summer and winter 2008

In the Loire River, δD ranged between –53.3‰ and –48‰ during the high water flows from November to May and increased during the low flow period from June to September, between –43.9‰ and –40.9‰. $\delta^{18}O$ ranged between –8.1‰ and –7.4‰ during the high flow period and increased to between –6.8‰ and –5.9‰ during the low flow period (Fig. 3a). At the Bouillon resurgence, distinct signatures were also observed between low and high water level periods respectively: δD ranged from –51.6‰ to –45.6‰ and $\delta^{18}O$ from –7.8‰ to –7‰ during the high flow period, whereas during low flow, less depleted values were recorded with δD ranging from –46.2‰ to –42.4‰ and $\delta^{18}O$ from –6.8‰ to –6.2‰ (Fig. 3a). All Loire River and resurgence data plot very close to the Local Meteoric Water Line determined from the 1996–2009 Data base and expressed as:

$$\delta D = 7.96(\pm 0.07) * \delta^{18}O + 9.6(\pm 0.6) \quad (8)$$

The variability in the dataset is also characterized by more depleted values during winter than during summer (Fig. 3a).

During summer 2008, the stable water isotope signature at the Saint Nicolas resurgence ($\delta^{18}O = -6.3‰$ and $\delta^2H = -42.7‰$) fitted

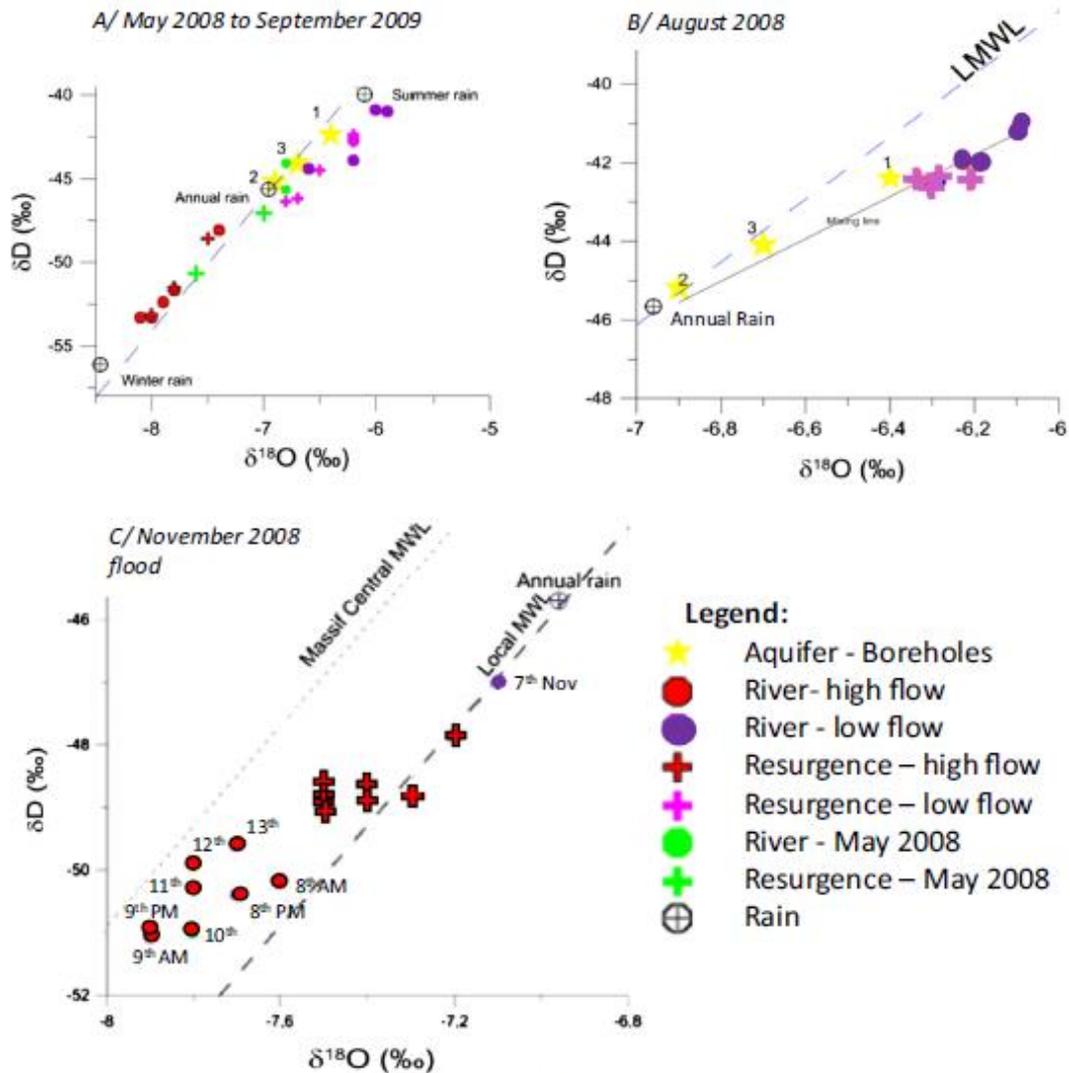


Fig. 3. Isotope composition in the Val de Loire: (a) sampling in the Loire and the Bouillon resurgence from November 2008 to September 2009; (b) Loire and Bouillon resurgence sampling from 19 August to 2 September 2008. (c) Loire and Bouillon resurgence during the November 2008 flood. Colors on B and C depend on the resurgence sampling date with a 3.5 days interval for the Loire river. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

with the composition at the Bouillon resurgence ($\delta^{18}\text{O} = -6.3\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -42.7\text{‰}$).

At the end of August, after several weeks without rainfall, highlights the deviation of the stable isotope composition during transfer within the karst, with a systematically more depleted composition in the resurgence water ($\delta^{18}\text{O} = -6.3\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -42.5\text{‰}$) compared to the Loire samples collected 3.5 days previously ($\delta^{18}\text{O} = -6.2\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -42\text{‰}$) (Fig. 3b).

The composition of the resurgence is lined up along the mixing line between the Loire and the mean annual isotopic content weighted by the rainfall volume (Fig 3b). The isotope composition of groundwater collected in the 3 boreholes is close to the local meteoric water line (Fig 3a), and varies along the above-mentioned mixing line with the isotope composition of borehole

no. 1 ($\delta^{18}\text{O} = -6.4\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -42.4\text{‰}$) fitted with the signature of the resurgence in the sampling period (August 2008), whereas borehole no. 2 presents a stable water isotope signature ($\delta^{18}\text{O} = -6.9\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -45.2\text{‰}$) that is very close to the mean annual weighted composition of precipitations (Fig. 3a and b).

4.1.2. Stable water isotopes during the November 2008 flood

Large variations in both $\delta^{18}\text{O}$ and δD were observed in the Loire and the resurgence during the November flood (Fig. 4). In the Loire River, the decrease was very rapid for both $\delta^{18}\text{O}$ and δD and concomitant with the river flowrate increase, both isotopes attaining their most negative values with the maximum flowrate. In the resurgence, the decrease was also high but shifted by about 3–4 days compared to the Loire. In Fig. 4, each sample collected in

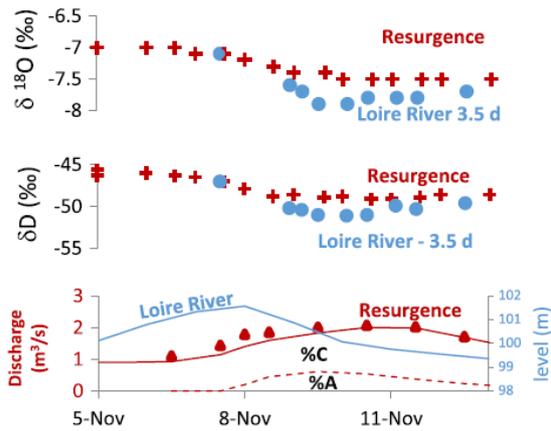


Fig. 4. $\delta^{18}\text{O}$ and δD evolution during the November 2008 flood at the resurgence (crosses) and at the Loire River 3.5 days previously (circles). Loire water level (blue line, right axes), observed discharge (triangles) and modeled discharge (red line left axes) at the resurgence. The calculated hydrogram separation at the resurgence (dashed line) delineates the %C water from the conduit with respect to the %A water from the aquifer [-]. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the Loire River 3.5 days previously is compared to the sample collected in the resurgence. As during the low flow period, the isotope signatures show discrepancies, highlighting the occurrence of a significant contribution from the aquifer during the transfer; the resurgence waters appear to be less depleted than Loire river waters. In fact, the isotope signature discrepancy between the Loire River and the resurgence evolved with time (during the event). The water outflowing at the Bouillon resurgence on 7th of November had a water isotope composition very close to that of the water of the Loire River 3.5 days earlier (Fig. 3c). In the same time, the level of the Loire river started to rise to its high level (101.6 m). Thus the contribution from the aquifer during the transfer appears to be negligible. But as soon as the water level decreased, the contribution from the aquifers was observed and the main discrepancy, reaching about -0.5‰ $\delta^{18}\text{O}$ and -2.1‰ for δD , was recorded between the water infiltrated from the Loire within the karst on 6th November a.m. and sampled in the resurgence on 9th November p.m.

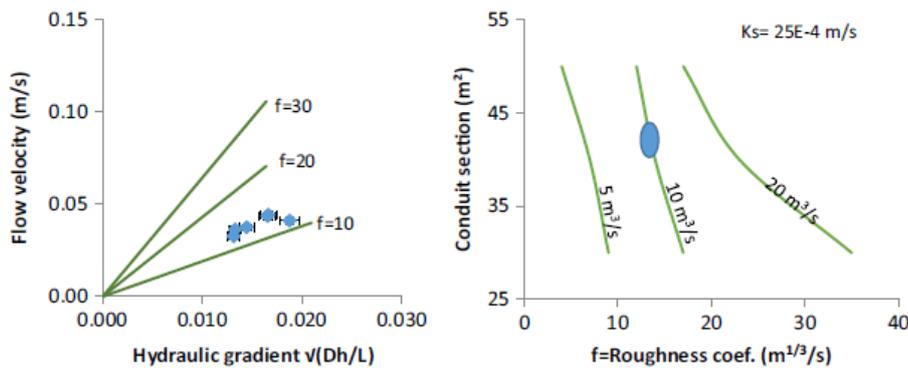


Fig. 5. Calibration of the hydrodynamic model with field measurements. (a) The comparison between observed water velocity (dots) and calculated water velocity for a 10, 20 and 30 friction coefficient suggests a roughness coefficient of $13\text{ m}^{1/3}/\text{s}$. (b) The relationship between the roughness coefficient, the discharges and the conduit cross sectional area suggests a 40 m^2 equivalent conduit cross sectional area for a $10\text{ m}^3/\text{s}$ discharge. Hydraulic conductivity (K_s) is fixed 25 E-4 m/s .

4.2. Groundwater model for evaluation of the water exchanges

4.2.1. Calibration of the groundwater flow model

In the conduit, for a given 25 E-4 m/s hydraulic conductivity in the aquifer, the comparison (Fig. 5A) between observed flow velocity and hydraulic gradient from Joodi et al. (2010) and the model results with a friction coefficient ranging between 10 and $30\text{ m}^{1/3}/\text{s}$ suggests that the friction coefficient in the Val d'Orléans is about $13\text{ m}^{1/3}/\text{s}$. This comparison shows that the Manning Strickler law is appropriate to describe the flows in this karstic conduit. By fixing the friction coefficient and the discharge, an equivalent conduit cross sectional area of about 40 m^2 (Fig. 5B) was estimated. The criterion to adjust the discharge at the interface of the aquifer Q_{A0} and Q_{A1} was the observed water heads in aquifer. Fitting was performed using the transfer rate parameter Φ . The best fit was found for Φ corresponds to a discharge in the conduit Q_{c0} of about $11\text{ m}^3/\text{s}$ and to a discharge in the aquifer Q_{A0} of about $1.5\text{ m}^3/\text{s}$. This contrast between the two domains highlights a strong connection between the river and the karstic conduit.

4.2.2. Water exchanges under steady state conditions

Based on these calibration, Fig. 6 shows a cross section of the water heads between Jargeau and the confluence measured during 1966 base flow. The observed water heads are projected on the [0–1] axis (Fig. 1) and are represented by triangles. The continuous line corresponds to the modeled water heads in the conduit and the dashed line to the water heads in the aquifer. The Nash criteria is about 0.85.

Upstream (Fig. 6), the water heads in the aquifer were found to be higher than the water head in the conduit, %Q is below 1, the aquifer contributes to feeding the conduit delimiting a recharge zone. Close to the resurgences, the pressure difference between aquifer and conduit is null (%Q = 1); this is a transport zone. Then downstream the water heads in the conduit are higher than the aquifer water head. In this discharge zone, the conduit feeds the aquifer (%Q > 1). In the recharge and discharge zone, the observed values (Fig. 6) are bounded by modeled heads in the conduit and in the aquifer, meaning that all the variability of the water head observed in the Val d'Orléans can be explained by conduit/aquifer exchanges. With this configuration, water exchanges between conduit and aquifer are possible even if the calculations were carried out in steady-state conditions.

With these geometric conditions, the maximum discharge in the conduit Q_{cm} (Eq. (4)) is about $12.5\text{ m}^3/\text{s}$ if the Loire River level is low (98.4 m).

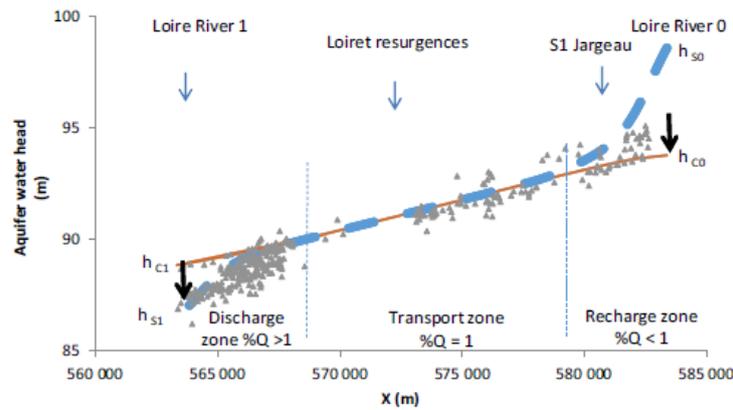


Fig. 6. Water head in aquifer projected on the x axes. Comparison between observed (triangles) and calculated water heads in the conduit (continuous line) and in the aquifer (dashed line with the square points). Evidence of the spatial variability of the water exchanges between the conduit and the aquifer for a porous hydraulic conductivity of 2.5×10^{-4} m/s, with a recharge zone ($\%Q < 1$), a transport zone ($\%Q = 1$) and a discharge zone ($\%Q > 1$).

4.2.3. Applying the groundwater flow model to the November 2008 flood

For a 10^{-3} storage coefficient in the aquifer, combined with a 1.9 m increase in the water head (with respect to the observed November 2008 Loire River flood) the groundwater model calculates the exchange for transient conditions.

Results, plotted in Fig. 4, compare the field discharges measured at the Bouillon resurgence (dots) and the model results with the total discharge and the discharge coming from the aquifer (lines). The Nash criteria, calculated on the discharge, is about 0.89. The model reproduces the blocking of the exchanges during the flood and the strong increase just after the flood. To illustrate these results, water heads calculated around the conduit were extracted from the transient groundwater model in a transversal cross section ($x = 5000$ m, Fig. 7). The conduit is located at $x = 2000$ m. On 11/04/2008, before the flood, pressure was lower in the conduit, and 16% of the conduit waters came from the aquifer. The calculated transversal hydraulic gradient was about 30 cm per 500 m, i.e., 1.4‰. From 11/04/2008 to 11/08/2008, the water head increased in the Loire River. During this pressure increase, the calculated local gradient around the conduit was inverted, and 0% of the aquifer water reached the conduit and $\%Q$ equal to 1. When the pressure decreased in the Loire River and in the conduit (November 9th), the amount of water coming from the conduit was maximum (33%). This amount of exchange is confirmed by

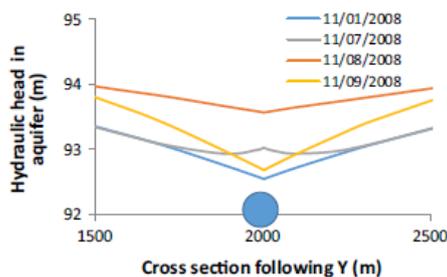


Fig. 7. Transversal cross section of the time evolution of the water heads calculated for an upstream transversal cross section ($X = 5000$ m) during a four day flood. The conduit is schematically represented by the blue circle at $x = 2000$ m (real location is $Z = 80$ m). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the 3‰ transversal hydraulic gradient. The rapid pressure decreases in the conduit after the flood intensified the exchanges.

The dispersion of the $\%Q$ value observed for the Val d’Orléans aquifer suggests that point recharge (Q_{co}) is river head dependent. The $\%Q$ ranging from 0.45 to 1 (Table 1) suggests that the conduit discharge is close to its maximum capacity during the flood.

4.2.4. Sensitivity analysis

Table 2 presents the sensitivity analysis of the model parameters on the percentage of water flowing from the aquifer to the conduit. The table presents the variations of this $\%A$ ratio if the model parameters change about \pm the σ value. In the best fit model, the $\%A$ is estimated at 0.16. Results evidence a low effect of the recharge rate, the downstream flow rate at the interface, the hydraulic gradient in the aquifer and the conduit properties on the exchanges between the conduit and the aquifer. The hydraulic conductivity has a significant impact on these exchange with a $\Delta\%A = -12\%$, but less than the upstream interface properties (Q_{A0}) that can influence the results up to $\Delta\%A = -56.4\%$. The increase of the discharge input in the conduit Q_{co} reduces the exchange that can fall close to 0. Given our field measurement uncertainties on the hydraulic conductivity and the input discharge, the uncertainty on $\%A$ ($\Delta\%A$) was estimated to be about 5%.

4.3. Inputs from the stable water isotopes in the groundwater model

Fig. 8 presents $\delta^{18}O$ versus δD during the November 2008 flood in both the Loire and the resurgence, but zooms in on the aquifer domain. It shows the isotope composition of water in the aquifer calculated by applying the mass balance equations (Eq. (7)) where $\%A$ is the proportion of water coming directly from the aquifer and calculated by the groundwater flow model (dashed line in Fig. 5). The error range was estimated to be about 0.3‰ and 2.3‰ for

Table 1

Values of the discharge at the upper boundary (Q_{co}), the maximum discharge capacity (Q_{cm}), the discharge ratio ($\%Q$) of the Val d’Orléans conduits for a given Loire River level at Jargeau during the 2008 November flood.

h_0 (m)	Q_{co} (m^3/s)	Q_{cm} (m^3/s)	$\%Q$
97.8	5.0	11.0	0.45
98.4	11.0	12.5	0.88
99.1	13.5	14.5	0.93
101.6	20.0	20.0	1.00

Table 2

Sensitivity analysis of the groundwater flow model. Estimation of the amount of water flowing from the surrounding aquifer (%A) for models where the X value (the value of the parameters chosen for the best fit model) deviates about $\pm\sigma$. The sensitivity of the %A value ($\Delta\%A$) is given for a 2σ variability.

Parameter	Units	x	σ	%A if parameter values are		
				x + σ	x - σ	$\Delta\%A$
Q_{c0}	m ³ /s	11	5.5	0.09	0.74	64.8
Q_c	m ³ /s	14	7	0.17	0.17	0.8
Q_{c1}	m ³ /s	12.4	6.2	0.16	0.16	0.0
Recharge	log (m/s)	-10.8	1	0.17	0.17	0.0
i	/	5.0E-04	2.5E-04	0.19	0.16	-2.2
Q_{A1}	m ³ /s	2.6	0.5	0.28	0.15	-12.7
Ks	log (m/s)	-2.6	1	0.25	0.14	-12.0
Q_{A0}	m ³ /s	1.5	0.5	0.66	0.10	-56.4

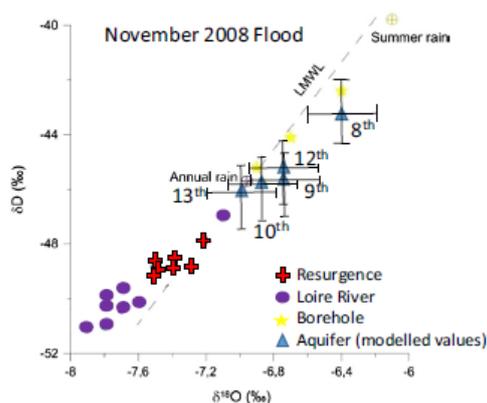


Fig. 8. Isotope evolution during the November 2008 flood including calculated values for the aquifer. The dots, crosses and stars are respectively Loire, Resurgence and Boreholes. Triangles are model estimations of the aquifer isotope signature, estimated with the %A from the groundwater model.

respectively $\delta^{18}\text{O}$ and δD . From the 8th to the 13th November, the calculated composition lay between -6.4‰ and -7.0‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between -43.3‰ and -46.0‰ for δD , corresponding to the variation in the composition of groundwaters collected in the boreholes. The absolute difference between observed and calculated average isotopic composition in the aquifer is 0.1‰ , equal to analytical uncertainty.

5. Discussion

5.1. Evidence of water exchanges between conduits and the aquifer from the stable water isotopes

Depleted values during the high flow period compared to the low flow period have already been observed, with clear transitions appearing in May–June and October–November respectively (Négrel et al., 2003). This possibly indicates that the summer water, dominated by groundwater, may originate from precipitations with a more enriched $\delta^{18}\text{O}$ than the winter water, dominated by surface water, which may originate from snowmelt (Grosbois et al., 2000) and depletion can be interpreted as a change in the mixing proportion between “Massif central” and local meteoric waters (Fig. 3C). It clearly appears that the stable isotope values of the Bouillon resurgence match with those of the Loire River (Fig. 4). During the high flow period, the data ranges were very similar at the two sampling points, but a slight discrepancy appeared during the transition period in May–June and persisted during the low flow period with more depleted values in the resurgence than in the Loire, suggesting the contribution of an addi-

tional component (Fig. 3a), coming from the aquifer. Clearly groundwater collected from boreholes and therefore water in the aquifer surrounding the conduits, is also a mixture of the two components: local recharge from the surface (rain) and the recharge of the karst by the Loire river sink.

5.2. Groundwater model parameters and estimation of the water exchanges

The connection between the Loire River and the Bouillon resurgence is in agreement with the previous identification of the origin of Bouillon resurgence waters (Albéric and Lepiller, 1998). The $13\text{ m}^{1/3}/\text{s}$ value of the friction in the conduit is in accordance with Jeannin (2001) and Jourde et al. (2007) who found respectively 8 and a range between 7 and $22\text{ m}^{1/3}/\text{s}$, close to values proposed for natural river bed. Values are relatively different to those of 50– $35\text{ m}^{1/3}/\text{s}$ proposed by Peterson and Wicks (2006) than are close to the values founded for concrete surfaces. The conduit cross sectional area (40 m^2) is higher than the observed cross sectional area (close to 10 m^2), suggesting that the conduit network in the Val d’Orléans aquifer is composed of 3 or 4 parallel main conduits. Lastly, the $14.5\text{ m}^3/\text{s}$ maximum discharge capacity calculated by the model for a river level at Jargeau around 99.1 m is close to the maximum $14\text{ m}^3/\text{s}$ outflow estimated using satellite infrared imagery in the Loire River (Lalot et al., 2015). The discharges are coherent with field estimations of the water flow in this conduit (Gutiérrez and Binet, 2010).

Water exchanges can take place in steady state conditions from one domain to another. The point recharge (Q_{c0}) and point discharge (Q_{c1}), compared to the maximum discharge capacity, are the key parameters controlling the exchange between conduit and the aquifer.

Upstream if the conduit capacity is not reached (Fig. 6), the conduits drain the aquifer. Q_{c0} is lower than Q_{cm} . This configuration enables the recharge of the drain by the aquifer which induces the isotopic change observed at the resurgences compared to the Loire. Downstream discharge interface properties are the limiting factors of flows in the Orléans karst system. The conduits outflow in the Loire alluvium which reduces the downstream flow velocity (Q_{c1}). The conduit cannot be drained freely. The conduit pressure is higher than in the aquifer, and in this case the conduit under pressure feeds the aquifer. This pressure distribution explains the divergent flows observed by the tracer tests and the particular geometry of the divergent karstic conduit observed downstream (Joodi et al., 2010).

The steady state calculations evidence exchanges between the aquifer and the conduit, whose direction and intensity are controlled by the value of the discharge at the interface (Q_{c0} and Q_{c1}) compared to the maximum capacity of the conduit (Q_{cm}).

If the head in the river is low, Q_{c0} is lower than Q_{cm} and discharge in the conduit is controlled by the interface properties Q_{c0}

(Table 1). During transient evolution, when the river head reaches a threshold, the conduit discharge Q_c reaches its maximum capacity, and the point recharge becomes dependent on the maximum conduit capacity. The interface flow rate and the maximum discharge capacity are the two limiting factors for the recharge of the aquifer.

5.3. Inputs from the stable water isotopes in the groundwater model

5.3.1. Steady state water exchanges between conduits and the aquifer

Most of the year, even if the level of the Loire River does not change, a difference is observed between the isotopic composition in the resurgences and in the Loire River 3.5 days previously (Fig. 3). This is in accordance with the groundwater flow model, which estimates 16% of water from the aquifer in steady state conditions.

The stability of the isotopic composition between the Bouillon and Saint Nicolas resurgences observed in summer 2008 suggests no more recharge from the aquifer to the conduit downstream to the Bouillon resurgence. This is consistent with the transport zone evidenced by the groundwater model (Fig. 6).

For the high water level, the average value of $\%Q$ is close to 1. If $\%Q$ reaches 1, the conduit will be under pressure with respect to the aquifer and in this case the conduit can recharge the aquifer, according to Reimann et al. (2011). No exchange is recorded by isotopic measurements. The exchanges may be inverted, from the conduit to the aquifer.

Sensitivity analysis evidences a control of the exchange by the interface properties of the aquifer recharge rather than by the hydraulic conductivity. The same remarks can be made between conduit properties and input discharge in the conduit. This is a local ranking of the model, and the hierarchy between the limiting factors may change for another study area.

5.3.2. Origin of the aquifer waters

During the November 2008 flood, isotope composition showed the evolution of the exchanges from the aquifers with time, in 3 phases: (A) the absence of any exchanges from the aquifer, (B) the high exchange during abatement of the flood on November 9th and (C) a return to an intermediate equilibrium. For these 3 phases, the difference between Loire and resurgence in $\delta^{18}O$ was respectively 0, 0.5 and 0.25‰. This scheme is qualitatively consistent with the 0%, 33% and 16% of water coming from the aquifer calculated with the groundwater flow model for the same period (Fig. 7) and confirms the model's accuracy in terms of water exchange. The groundwater isotope signature evolves from the composition of the resurgence at the end of summer to more depleted values, very close to the mean annual weighted composition of local rainfall. The contribution from local recharge is observable both during the low water level period and the flood and is in agreement with the composition of groundwater collected from boreholes.

This evolution of the isotope signatures coming from the aquifer clearly identifies a change in the origin of the water. On 8th November, at the beginning of the flood, the calculated aquifer endmember was close to the summer rainfall value. Water arriving in the conduit was exchanged recently, at the end of the summer. Then from the 9th to the 13th November, the drainage by the conduit mobilized waters with an isotopic signature closer to that of the annual rainfall. This suggests more distant water coming from the local recharge, correlated with the strong transversal hydraulic gradient. The exchanges observed before the November flood require waters with a summer signature, and the high exchange observed during abatement of the flood may require older waters, with an isotopic signature closer to the yearly endmember.

5.3.3. Underground hyporheic zone

For low waters, the groundwater flow model validated by isotopic results estimates that the Bouillon resurgence is fed by 16% of water from the aquifer, which is consistent with the water balance realized by Gutierrez and Binet (2010). Based on mass balance, Albéric and Lepiller (1998) and Le Borgne et al. (2006) proposed aquifer water values of <4%.

Here with the stable water isotopes we also demonstrate that the groundwaters are mixed, with a significant amount of local rain water and old water from the River. This explains the differences between these results. Compared to the high concentrations observed in local water and boreholes that can reach 500 mg/L of nitrates (Le Borgne et al., 2006), it is admissible to consider that the Loire river nitrate and chloride contents remain unchanged during the flooding compared to groundwaters. If the water coming from the aquifer is Loire River water that infiltrated previously and underwent transient storage around the aquifer, then the water will have a Loire river chemical content (no mixing was recorded using the mass balance method), but as the water was delayed, its isotopic contents are different due to the seasonality of the signal, providing support for the 16% estimated by hydraulic calculation. This suggests that resurgence water is a mixing of local rainwater (<4%) and Loire river water (>96%). The latter can be divided into old Loire river water (16%) and recent water (80%). This mixing is conceptualized in Fig. 9.

If we accept the definition of a hyporheic zone given by Cardenas et al. (2008), the results presented here confirm that the aquifer around a conduit can be considered as an underground hyporheic zone, where water infiltrates from the conduit then flows through the aquifer and returns to the conduit after relatively short pathways (Fig. 9). This mechanism defines a recharge zone that is highly vulnerable to local recharge and a transport zone that is less exposed to surface vulnerability.

5.4. Limitation and uncertainty of the applied methods and modeling

Two end-members (resurgence and river) were assumed in this interpretation of the aquifer isotopic composition. The existence of a third end-member could affect our interpretations. The analytic sensitivity (0.1‰ for ^{18}O) versus the variability between the two end-members $-8.1‰$ to $-5.9‰$ suggests that the observed water exchange resolution is about 4.5%. As Resurgence and river were monitored through time, no hypothesis was made about the end-member values for the calculation of the isotope composition of the aquifer. The observed annual and summer rainfall isotopic composition change was only used to support the model results and was not used for the calculation. The change in the river isotope signature during the flood was significant from one day to another. Short term storage, with delays of less than a day, cannot be detected. Since the exchange value obtained by isotopes does not include short term storage, the amount of exchanged water could be underestimated.

In this model, we assume an equivalent conduit diameter, which implies that the maximum discharge capacity is a constant in space. The obtained results, linking Q_{cm} and discharge at the interface at the aquifer scale, suggest that the river fluctuations induce seasonal recharges and discharges in the conduit, creating a mixed zone in the vicinity of the conduit. If the conduit becomes narrower, Q_{cm} will change and exchanges at the local scale can take place around this geometrical modification and create a hierarchized flow around the saturated conduit, increasing the influence of a hyporheic zone around the saturated conduit. Thus the karstic geometry appears to react as a hyporheic zone around the stream bed geomorphology (Cardenas et al., 2004).

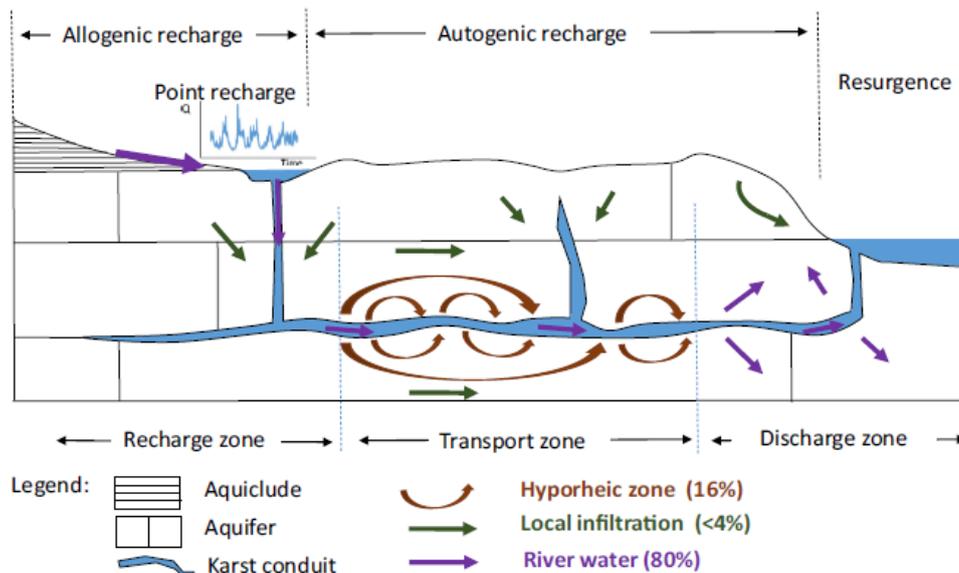


Fig. 9. Conceptual model of flow around a saturated karstic conduit fed by diffuse and allogenic recharge, with location of the recharge, discharge, transport and hyporheic zones.

6. Conclusion

The comparison of the isotopic and groundwater model methods shows that exchanges take place even for steady state conditions, with a recharge and a discharge area along the karstic conduit. This spatial distribution is controlled by the maximum conduit capacity and by the discharges at the boundaries. Discharge of the conduit toward the aquifer is observed when the con-

duit discharge is limited by the downstream interface properties. Discharge from the aquifer to the conduit is observed when the upstream discharge at the interface is less than the conduit discharge capacity. An increasing pressure head in the conduit creates a transient local gradient around the conduit that blocks the water coming from the aquifer. When the pressure decreases, the local gradient at the interface is maximum and the observed exchanges are increased. During post flood drainage, the groundwater evolves from recently recharged water to old water coming from the local recharge area. Thus this karstic conduit appears to react as a hyporheic zone around a stream bed, implying the existence of a mixing zone.

For karst hydrology, this case-study provides field evidence of the existence of steady state exchanges that are controlled by the ratio between discharge at the interfaces governed by river water dynamics and the conduit discharge capacity governed by the conduit morphology.

The river floods control the transient storage around a karstic conduit. Consequently, the water residence times at the resurgence of the karst system are not a mix between conduit and aquifer residence times, but are a continuum between these two end-members that is controlled by the time varying surface water head. The residence time distribution is not an intrinsic property of the karst system but is partly controlled by fluctuations in the river waters.

In terms of aquifer vulnerability, these residence time mixings suggest two main conclusions: (1) the vulnerability is not an intrinsic property of the aquifer as the spatial distribution of the exchanges is controlled by fluctuations in the river waters and

(2) the local water located in the recharge zone of the conduit is much more vulnerable than the water located in the transport zone or in the discharge zones. Thus it could be appropriate to add a new zonation in vulnerability mapping that includes the spatial distribution of the recharge/transport/discharge zones of these systems.

Acknowledgements

This work is part of the doctoral research of E. Joigneaux cofunded by the Region Centre of France and BRGM – France. The database used was made available by the INSU/CNRS national observatory of karstic aquifers, SNO KARST (<http://www.sokarst.org/>). The groundwater model development was funded by the “Conseil Général du Loiret” through the ICERE project.

References

- Albéric, P., 2004. River backflooding into a karst resurgence (Loiret, France). *J. Hydrol.* 286, 194–202. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.018>.
- Albéric, P., Lepiller, M., 1998. Oxydation de la matière organique dans un système hydrologique karstique alimenté par des pertes fluviales (Loiret, France)/ Oxidation of organic matter in a karstic hydrologic unit supplied through stream sinks (Loiret, France). *Water Res.* 32, 2051–2064. [http://dx.doi.org/10.1016/S0043-1354\(97\)00439-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0043-1354(97)00439-9).
- Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, F., Mudry, J., 2004. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^2H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). *Appl. Geochem.* 19, 561–574. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.08.002>.
- Auterives, C., Binet, S., Albéric, P., 2014. Inferred Conduit Network Geometry from Geological Evidences and Water-Head in a Fluvio-Karstic System (Val D'Orleans, France). In: Mudry, J., Zwahlen, F., Bertrand, C., LaMoreaux, J.W. (Eds.), *H2Karst Research in Limestone Hydrogeology*, Environmental Earth Sciences. Springer International Publishing, pp. 49–58.
- Bailly-Comte, V., Martin, J.B., Jourde, H., Sreaton, E.J., Pistre, S., Langston, A., 2010. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *J. Hydrol.* 386, 55–66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.005>.
- Binet, S., Mudry, J., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Cova, R., 2006. Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior: multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeol. J.* 14, 1107–1121.

- Butscher, C., Huggenberger, P., 2008. Intrinsic vulnerability assessment in karst areas: a numerical modeling approach. *Water Resour. Res.* 44. <http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006277>.
- Cardenas, M.B., Wilson, J.L., Haggerty, R., 2008. Residence time of bedform-driven hyporheic exchange. *Adv. Water Resour.* 31, 1382–1386. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.07.006>.
- Cardenas, M.B., Wilson, J.L., Zlotnik, V.A., 2004. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resour. Res.* 40, W08307. <http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003008>.
- Charmolle, A., Binet, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Mudry, J., 2009. Hydraulic interactions between fractures and bedding planes in a carbonate aquifer studied by means of experimentally induced water-table fluctuations (Coaraze experimental site, southeastern France). *Hydrogeol. J.* 17, 1607–1616.
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Binet, S., Mudry, J., Bouillier, N., 2010. Use of continuous measurements of natural fluorescence of dissolved organic matter in groundwater to characterize fast infiltration through an unstable fractured hillslope. *Hydrogeol. J.* 18, 1963–1969.
- Dedewanou, M., Binet, S., Rouet, J.L., Coquet, Y., Bruand, A., Noel, H., 2015. Groundwater vulnerability and risk mapping based on residence time distributions: spatial analysis for the estimation of lumped parameters. *Water Resour. Manage.* 29, 5489–5504. <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-015-1130-8>.
- Desprez, N., 1967. Inventaire et Etude hydrogéologique du Val d'Orléans (No. BRGM DSGR.67.A21). BRGM, Orléans.
- Diersch, H.-J., 2014. FEFLOW Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, Berlin Heidelberg.
- Doctor, D., Alexander Jr, E.C., Petrič, M., Kogovšek, J., Urbanc, J., Lojen, S., Stichler, W., 2006. Quantification of karst aquifer discharge components during storm events through end-member mixing analysis using natural chemistry and stable isotopes as tracers. *Hydrogeol. J.* 14, 1171–1191. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0031-6>.
- Grasso, D.A., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2003. A deterministic approach to the coupled analysis of karst springs' hydrographs and chemographs. *J. Hydrol.* 271, 65–76. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00321-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00321-9).
- Grosbois, C., Négrel, P., Fouillac, C., Grimaud, D., 2000. Dissolved load of the Loire River: chemical and isotopic characterization. *Chem. Geol.* 170, 179–201. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00247](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00247).
- Gutierrez, A., Binet, S., 2010. La Loire souterraine: circulations karstiques dans le Val d'Orléans. *Geosciences*.
- Gooseff, M.N., McKnight, D.M., Runkel, R.L., Vaughn, B.H., 2003. Determining long time-scale hyporheic zone flow paths in Antarctic streams. *Hydrol. Process.* 17, 1691–1710. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1210>.
- Hartmann, A., Wagener, T., Rimmer, A., Lange, J., Brielmann, H., Weiler, M., 2013. Testing the realism of model structures to identify karst system processes using water quality and quantity signatures. *Water Resour. Res.* 49, 3345–3358. <http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20229>.
- Jeannin, P.-Y., 2001. Modeling flow in phreatic and epiphreatic Karst conduits in the Hölloch Cave (Muotatal, Switzerland). *Water Resour. Res.* 37, 191–200. <http://dx.doi.org/10.1029/2000WR900257>.
- Joigneaux, E., Albéric, P., Pauwels, H., Pagé, H., Terray, C., Bruand, A., 2011. Impact of climate change on groundwater point discharge: backflooding of karstic springs (Loiret, France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2459–2470.
- Joodi, A.S., Sizaret, S., Binet, S., Bruand, A., Alberic, P., Lepiller, M., 2010. Development of a Darcy-Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *Hydrogeol. J.* 18, 295–309. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-009-0536-x>.
- Jourde, H., Roesch, A., Guinot, V., Bailly-Comte, V., 2007. Dynamics and contribution of karst groundwater to surface flow during Mediterranean flood. *Environ. Geol.* 51, 725–730. <http://dx.doi.org/10.1007/s00254-006-0386-y>.
- Kovács, A., Perrochet, P., Király, L., Jeannin, P.-Y., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *J. Hydrol.* 303, 152–164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.023>.
- Lalot, E., Curie, F., Wawrzyniak, V., Baratelli, F., Schomburgk, S., Flipo, N., Fiegay, H., Moatar, F., 2015. Quantification of the contribution of the Beauce groundwater aquifer to the discharge of the Loire River using thermal infrared satellite imaging. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 4479–4492. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-19-4479-2015>.
- Le Borgne, F., Treuil, M., Joron, J.L., Lepiller, M., 2005. Méthode de sondage géochimique des aquifères à l'aide des lanthanides naturels et de leurs complexes EDTA : Cas des aquifères alluvial et karstique du Val d'Orléans. *Bull. Société Géologique Fr.* 176, 513–529.
- Le Borgne, F., Treuil, M., Joron, J.L., Lepiller, M., 2006. Bilan des impacts hydrogéochimiques naturels et anthropiques à l'intérieur du réseau karstique du Val d'Orléans établi à l'aide des éléments majeurs : confirmation et tentative de quantification du modèle de « confinement dynamique ». *Bull. Société Géologique Fr.* 177, 37–50.
- Lee, E.S., Krothe, N.C., 2001. A four-component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Hydrochem. Springs* 179, 129–143. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00319-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00319-9).
- Lepiller, M., 2006. Val d'Orléans. In: Roux, J.C. (Ed.), *Aquifères et Eaux Souterraines* En France, pp. 200–214.
- Long, A.J., Putnam, L.D., 2004. Linear model describing three components of flow in karst aquifers using ^{18}O data. *J. Hydrol.* 296, 254–270. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.023>.
- Marfia, A.M., Krishnamurthy, R.V., Atekwana, E.A., Panton, W.F., 2004. Isotopic and geochemical evolution of ground and surface waters in a karst dominated geological setting: a case study from Belize, Central America. *Appl. Geochem.* 19, 937–946. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.10.013>.
- Martin, J.C., Amraoui, N., Pathirana, N., 2003. Caractérisation du risque d'inondation par remontée de nappe sur le val d'Orléans (No. BRGM/RP-52121-FR).
- Mengis, M., Schif, S., Harris, M., English, M., Aravena, R., Elgond, R., Maclean, A., 1999. Multiple geochemical and isotopic approaches for assessing ground water NO_3^- elimination in a riparian zone. *Ground Water* 37, 448–457. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1999.tb01124.x>.
- Millot, R., Petelet-Giraud, E., Gurerrot, C., Négrel, P., 2010. Multi-isotopic composition ($\delta^{17}\text{O}$ – $\delta^{18}\text{O}$ – δD – ^{18}O) 601 of rainwaters in France: origin and spatio-temporal characterization. *Appl. Geochem.* 25, 1510–1524.
- Négrel, P., Petelet-Giraud, E., Barbier, J., Gautier, E., 2003. Surface water-groundwater interactions in an alluvial plain: chemical and isotopic systematics. *J. Hydrol.* 277, 248–267. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00125-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00125-2).
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2003. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *J. Hydrol.* 279, 106–124. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00171-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00171-9).
- Peterson, E.W., Wicks, C.M., 2006. Assessing the importance of conduit geometry and physical parameters in karst systems using the storm water management model (SWMM). *J. Hydrol.* 329, 294–305. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.017>.
- Pianosi, F., Beven, K., Freer, J., Hall, J.W., Rougier, J., Stephenson, D.B., Wagener, T., 2016. Sensitivity analysis of environmental models: a systematic review with practical workflow. *Environ. Model. Softw.* 79, 214–232. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.02.008>.
- Razavi, S., Gupta, H.V., 2015. What do we mean by sensitivity analysis? The need for comprehensive characterization of “global” sensitivity in Earth and Environmental systems models. *Water Resour. Res.* 51, 3070–3092. <http://dx.doi.org/10.1002/2014WR016527>.
- Reimann, T., Rehr, C., Shoemaker, W.B., Geyer, T., Birk, S., 2011. The significance of turbulent flow representation in single-continuum models. *Water Resour. Res.* 47, W09503. <http://dx.doi.org/10.1029/2010WR010133>.
- Shewchuk, J., 1996. Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator. In: Lin, M., Manocha, D. (Eds.), *Applied Computational Geometry Towards Geometric Engineering*, Lecture Notes in Computer Science. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 203–222.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>.
- Waschkowski, E., 1973. Le calcaire de Beauce. *Bull. Liaison Labo P Ch spécial U 115*.
- White, W.B., 1999. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press.
- Wu, Y., Hunkeler, D., 2013. Hyporheic exchange in a karst conduit and sediment system – a laboratory analog study. *J. Hydrol.* 501, 125–132.



A water-table dependent reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on peatland hydrology



Stéphane Binet*, Sébastien Gogo, Fatima Laggoun-Défarge

Université d'Orléans, CNRS/INSU, BRGM, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
 ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France
 ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 December 2012

Received in revised form 12 June 2013

Accepted 19 June 2013

Available online 26 June 2013

This manuscript was handled by Corrado Corradini, Editor-in-Chief, with the assistance of Magdelaine Laba, Associate Editor

Keywords:

Peatland
 Hydrological model
 Water balance
 Storage capacity
 Plant consumption

SUMMARY

This paper investigates the peat saturation and the air entrapment dynamics in a peatland, estimated from the water table fluctuations. A reservoirs model of water table fluctuations in a double-porosity peat is proposed, by calculating the stored water in effective porosity of the peat from precipitation and evapotranspiration datasets. Calculations conceptualize vascular plant consumption through a crop coefficient. Changes in water storage, located in the effective porosity of the peat, are described through a maximum infiltration rate and a maximum storage capacity. Water discharges take place in runoff and percolation reservoirs. The runoff coefficient is considered to be water table dependent. This model was tested on a peatland that has experienced strong water table fluctuations caused by summer drought and/or by vascular plant water consumption. A water table dependent runoff model appeared to be adequate to describe the water table fluctuations in peatland. From this model, vascular plants were found to increase the crop coefficient and to limit percolation through the peat. The high water table depth in winter was found to change with the years and is related to an equilibrium between slow infiltration in peat versus percolation plus evapotranspiration. In this disturbed peatland, even if overland flows occurred after a drought, the re-saturation of effective porosity was slow with about 30% of air trapped in the porosity 6 months after the drought period. The effects of a drought on peat saturation were observed over more than a single hydrological cycle. This can affect the biogeochemical processes controlling the C cycle in peatland.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Peatland ecosystems are the major natural continental carbon (C) store as well as an important CH₄ source (Gorham, 1991; Morris et al., 2011). Their response to global change is uncertain as positive or negative feedback can be triggered (Lashof et al., 1997). This uncertainty creates the need to better assess and predict their C source or sink functioning to be able ultimately to take the peatland contribution into account in the global climate model (Lim-pens et al., 2008). In the carbon cycle, hydrological functioning controls the physical, chemical and biological processes (Weiss et al., 2006) and hence is one of the most important factors regulating carbon fluxes.

The usual hydrological conceptual model in peatland, according to Ingram's definition (1983), distinguishes an acrotelm and a catotelm layer. The acrotelm is affected by a fluctuating water

table (WT). It is the compartment that supports the growing vegetation and where most of the biological activities take place. The catotelm is a waterlogged compartment which is permanently anoxic and where microbial communities are composed only of strict anaerobic organisms (Holden and Burt, 2003). Linked to this microbial activity, Moore and Knowles (1989) showed in laboratory experimental studies of peat cores that the molar ratio of CO₂ and CH₄ emission may rise from as low as 10 with the WT 10 cm above the peat, to >10,000 when the WT is 70 cm below the peat surface. This relationship between WT and biogeochemistry is also observed in other multi-porosity aquifers, where successive WT fluctuations change the water bicarbonate content in response to CO₂ dissolution and modify the water exchanges between the different reservoirs of the aquifers (Charmoille et al., 2009). Thus, because of the control the WT exerts on gas availability within the peat column, WT depth and variations are key factors in understanding the C cycle.

Under environmental changes (such as global warming, precipitation changes or vascular plant invasion), the WT dynamics can change and create feedback effects on the C cycle. Frequent WT drawdowns creating a deeper and thicker acrotelm than is

* Corresponding author. Address: Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, ISTO UMR 7327 Université d'Orléans, CNRS/INSU, BRGM, France. Tel.: +33 2 38 49 25 96; fax: +33 2 38 63 64 88.

E-mail address: stephane.binet@univ-orleans.fr (S. Binet).

observed in intact peatlands may lead to (1) further degradation, (2) to a reinforcement of the erosion phenomena caused by runoff (3) to a change the water quality (Daniels et al., 2008) and (4) to a modification in evapotranspiration (Restrepo et al., 1998). This is also evidenced in harvested sites where drainage and peat extraction lower the WT, expose relatively decomposed peat and increase the runoff (Van Seters and Price, 2001), whereas creating artificial drain blocking increases the WT, modifies the runoff and the water quality (Worrall et al., 2007).

To explore WT impact on hydrological processes (runoff and infiltration) and on the carbon cycle, some studies have monitored peatlands located in areas with a higher average air temperature than in sub-boreal peatlands (Rosenberry and Winter, 1997; Sarkkola et al. 2009; Gogo et al., 2011a). The mechanisms described in these kinds of peatlands can help to understand how ecosystems situated in high latitudes may react to global change. From a hydrological point of view, the peatlands located in these areas may experience strong summer drought, high WT fluctuations and even higher precipitation (IPCC, 2008).

The second step is to model these mechanisms to propose prospective scenarios. For large scale areas and for geochemical modeling, hydrologists usually prefer to apply a reservoir model with a limited number of calibrated parameters (Perrin et al., 2001; Violette et al., 2010). To do so in peatland, hydrological models are based on the regular concept of soil hydrology (Restrepo et al., 1998). Most hydrological peatland models focus on runoff production (e.g. Quinton and Marsh, 1999; Tetzlaff et al., 2007). Few of them try to model the WT dynamics to evidence the WT control on peat saturation and on gas availability within the peat column.

In this paper, to link WT and peat saturation, a reservoir model of WT fluctuations in peat is proposed based on a literature review. The aim was to identify the four parameters that explain more than 80% of the WT fluctuations, from the precipitation and evapotranspiration datasets. The calculations include: vascular plant consumption through a “crop” coefficient, water supply of peat through a maximum infiltration rate and a maximum water storage capacity and the flows with runoff and percolation coefficients. To improve the description between the WT and other parameters, the runoff coefficient is considered to be WT dependent. This model was tested on a peatland that has experienced strong WT fluctuations caused by summer drought and/or by vascular plants. Analysis of this model calibrated with a field dataset evidences that, in peatland showing a wide range of water table fluctuations, the re-saturation of effective porosity was slow with about 30% of air trapped in the porosity 6 months after the drought period. This slow re-saturation can affect the biogeochemical processes controlling the C cycle in peatland.

2. Materials and methods

2.1. Study site

The site studied is La Gvette peatland (Fig. 1) located in Neuvsur-Barangeon in the South-East part of the French Région Centre, 200 km south of Paris (altitude: 160 m, N: 47°19', E: 2°16'). The site is composed of patches of acidic *Sphagnum* fen with peaty heathland dominated by *Calluna vulgaris* and *Erica tetralix*. The site is colonized by *Molinia caerulea* and *Betula spp* (*Betula pendula* and *Betula pubescens*). The dominant *Sphagnum* species are *Sphagnum cuspidatum* and *Sphagnum rubellum*. The maximum peat thickness is 2 m.

2.2. Field and laboratory measurements

In March 2009, 268 measurements of WT elevations were made with a level (for elevation) and a Global Positioning System (for x

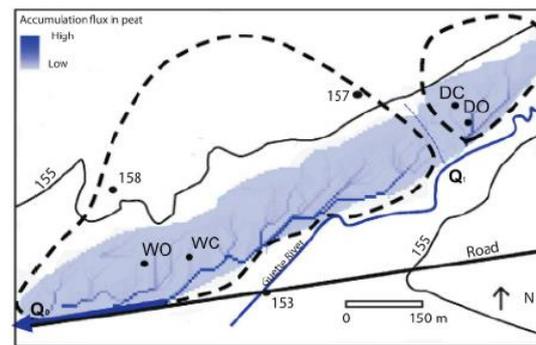


Fig. 1. Map of the la Gvette peatland: location of the peatland (blue), of the piezometers (WO, DO, WC and DC); accumulation flux of water calculated from the piezometric map (blue lines), watersheds (dashed lines) and discharge areas (Q0 and Q1). Elevation in meter above sea level. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

and y location) to produce a WT map and to delineate the catchment area of the peatland. The horizontal accuracy was 2 m, the elevation accuracy was 1.8 cm. The results are presented in Fig. 1, using a flow accumulation method (Gruber and Peckham, 2009) in a Geographic Information System.

Precipitation (PP) was recorded by the French weather institute (Meteo-France) 0.8 km from the peatland and potential evapotranspiration (ETO) was calculated using a Penman formula from data recorded in the town of Bourges (25 km south-east of the peatland). For the thirty-year period 1971–2000 in Bourges, annual average precipitation was about 732 mm and annual average ETO about 831 mm. Between 2008 and 2011, precipitation and ETO were about 700–767 mm and 862–964 mm, respectively. Daily records were not available for the catchment for the overall period of the WT monitoring. The precipitation and ETO datasets were validated by comparing the dataset from the weather institute with datasets from a Campbell scientific weather station[®] installed on the peatland catchment in 2010. For the years 2010–2011, the comparison shows a 1.0 slope and a regression coefficient of about $R^2 = 0.98$ for the precipitation dataset.

Runoff was measured manually at the Q0 discharge point using a dilution method (described in Binet et al., 2007). An automatic device was installed during the fall of 2011. As the discharge area can be connected with the river during the high water level period, the data do not represent only the outflow of the peat. Manual measurements were performed on each field trip if the river was not connected to the drainage zone.

Within the peatland the WT levels were monitored in four sites: in the western part, site WO is dominated by open vegetation and site WC is dominated by *Molinia caerulea* and especially *Betula spp* vegetation. From the 70th, these two species tend to invade the peatland. These species overgrow *Sphagnum* species which tend to “close” the system, which was initially dominated by these bryophytes. Two sites were located in the eastern part of the peatland: site DO has an open vegetation and site DC has a closed vegetation (by *Molinia caerulea* and *Betula spp*) (Gogo et al., 2011b).

Shallow wells were installed to provide data on the fluctuations of the WT for the four sites (Fig. 1). These wells were constructed by hand-augering a hole and installing a PVC screen and a pipe 5.1 cm in diameter. The depth was about 1.2 m. As peat depth was less than 1 m in the four monitoring sites, the four wells were instrumented with a WT monitoring system (OTT[®] Orpheus mini and Orphimede). WTs were queried each hour by a data logger and the logs were averaged to provide daily heads. Manual check measurements were made on each field trip to validate the automatic measurements. Water-level accuracy was about 0.001 m.

Table 1

Annual average, minimum and maximum water table depth, in millimeters for the 4 observation wells compared to the precipitation (RR) and evapotranspiration (ETO) in mm.

Unit: mm	W. Open			W. Closed			D. Closed			D. Open			RR	ETO
	Min.	Aver.	Max	Min.	Aver.	Max	Min.	Aver.	Max	Min.	Aver.	Max		
08–09	127	90	56	136	77	49	184	93	33	91	83	71	767	862
09–10	267	171	101	271	149	77	424	170	35	285	163	103	700	915
10–11	329	180	74	/	/	/	/	/	/	285	163	95	744	964

Table 2

Drainage table (in millimeters), measured.

Depth (mm)	W. Open		D. Open		W. Closed		D. Closed	
	Se (mm)	Sr (mm)	Se (mm)	Sr (mm)	Se (mm)	Sr (mm)	Se (mm)	Sr (mm)
0	128	408	132	449	90	305	127	612
25	111	401	116	440	73	298	114	601
75	91	373	96	412	53	270	97	570
125	83	335	87	374	45	232	91	530
175	77	294	82	334	39	192	87	489
225	71	255	78	294	33	152	82	448
275	68	215	74	254	30	112	79	406
325	62	177	68	215	24	74	73	366
375	47	145	59	179	9	42	66	327
425	40	105	53	144	2	3	57	290
475	19	79	38	119	0	0	48	253
max.	0	0	0	0			0	0

Table 3

Parameter estimations and sensitivity of the model for open/closed observation wells.

	W. Open	D. Open	W. Closed	D. Closed
Crop coef., Kc (/)	0.21 ± 0.02	0.20 ± 0.007	0.27 ± 0.02	0.29 ± 0.02
Semax, (mm)	138 ± 5	113 ± 2.5	81 ± 3	101 ± 3.5
Infiltration, I (mm/d)	0.25 ± 0.03	0.22 ± 0.012	0.24 ± 0.05	2.4 ± 0.17
Percolation coef α, (1/d)	3.E-03 ± 0.0002	7.E-07 ± 0.0002	<0.0003	<0.0002
Calibrated Nash (%)	82	81	80	80
Verified Nash (%)	76	77	72	71

Table 4

Water balance of the La Guette peatland for open and closed observation wells.

Water balance for 2009–2011 period in mm/Years	Wet open	Dry open	Wet closed	Dry closed
Actual evapotranspiration (ET in mm)	198	183	183	250
Actual evapotranspiration in peat (ETp in mm)	64	67	63	139
Runoff (R in mm)	587	615	623	504
Infiltration (I in mm)	77	52	63	139
Percolation (P in mm)	32	0	0	57
Storage change (Dsp in mm)	-48	-30	-38	-44

Following Fetter (1994), the change in water storage in the peat (Sp) caused by WT fluctuations is:

$$\Delta Sp = dh(\phi_e + bSs) \quad (1)$$

where ΔSp is the change in water stored in the peat for a dh change in the WT, and ϕ_e is the effective porosity (assuming an unconfined aquifer). Ss is the specific storage due to peat compressibility and b is the thickness of peat.

The total porosity (ϕ_T) is defined as the ratio of the entire pore space to its bulk volume. The effective porosity (ϕ_e), is the amount of pore space where the water can be drained by gravity forces in 24 h. Retention porosity (ϕ_r) is the amount of pore space where the water is considered as immobile.

ϕ_T , ϕ_e , ϕ_r were determined in the laboratory using 40 cm diameter cores extracted from the four WT measurement plots. The cores were drained 24 h and cut into 49.09 cm³ samples (V) every

5 cm along the peat column using a metallic cylinder. The samples were weighed (W1) and dried for 24 h at 90 °C, then weighed again (W2). Three replicates were prepared for each sample.

- Total porosity is: $\phi_T = 1 - [(W_2/\rho_p)/V]$ where ρ_p is the peat density (here 2.2 according to Kennedy and Price, 2005).
- Retention porosity is: $\phi_r = [(W_1 - W_2)/\rho_w]/V$ where ρ_w is the water density (here 1).
- Effective porosity is: $\phi_e = \phi_T - \phi_r$.

The Ss term is defined as the amount of water that is expelled from aquifer storage due to compressibility of the soil matrix per unit change in head (Kennedy and Price, 2005), and is calculated as:

$$Ss = (db/dh)/b \quad (2)$$

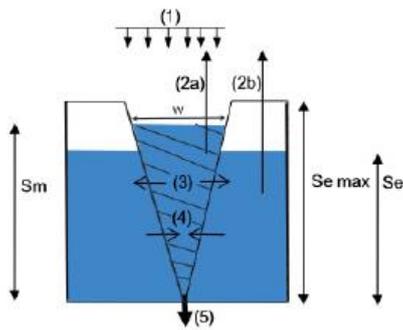


Fig. 2. Conceptual model of water balance in a peatland: (1) Recharge; (2) evapotranspiration; 2a in the runoff reservoir, 2b in the percolation reservoir; (3) Infiltration; (4) percolation; (5) Runoff; S_m : runoff reservoir = dashed area; S_e : percolation reservoir; $S_{e\max}$: maximum storage capacity of the S_e reservoir; w : width of the channel at the water table surface.

where db is the change in peat thickness, measured as a change in surface elevation (Van Seters and Price, 2001). Surface elevation changes (db) were monitored at the four well locations with different peat depths by measuring the distance between the *Sphagnum capitulum* elevation and the top of the wells. The slopes inferred from the WT depth versus peat elevation are estimates of storage changes associated with the mechanism of dilatation storage. The slope divided by the intercept is an estimate of the depth-averaged specific storage (Schlotzhauer and Price, 1999).

Retention and effective porosity were integrated from the bottom of the peat column to the surface to provide the retention and effective stored water amount related to the WT depth (S_r and S_e). The maximum storage capacity in effective porosity ($S_{e\max}$) is the amount of stored water when WT depth is null. (Table 2). Changes in the retention and unsaturated reservoir (ΔS_r) were not monitored.

3. Model description: daily WT fluctuations in the peatland

A daily conceptual model of WT fluctuations was developed, based on the water balance concept. Hydraulic conductivity and porosity of peat is known to increase exponentially in the few centimeters closed to the surface (Quinton et al., 2008). This high variability in hydraulic properties creates a high variability in flow velocities. To conceptualize this variability, the peat is considered as a dual porosity medium (Ours et al., 1996). In dual-porosity aquifers, the WT fluctuations take place in the effective porosity, but the other porosities are key parameters to understand water exchanges between the reservoirs (Charmoille et al., 2009; Charlier et al., 2010). Thus a two-reservoir model is needed beyond a single soil storage reservoir. The proposed model is derived from Weiss et al. (2006) and Chaubey and Ward (2006) was designed to

describe the WT fluctuations and peat water saturation. All the terms discussed below are conceptualized in Fig. 2.

3.1. Water balance

A general formulation for the water balance is:

$$PP = ET + Ron + Roff + P + \Delta Sp \quad (3)$$

where PP is the precipitation, ET is the evapotranspiration, Ron and $Roff$ are horizontal run-on and run-off, respectively, P is the percolation through the peat and ΔSp is the change in the peat column water storage.

3.2. Definition of the reservoirs as a function of water storage within the peat column

The water stored in the peatland (S_p) is divided into 3 reservoirs: (1) the runoff reservoir is located in the highly connected macropores and channels (S_m). The S_m reservoir is an unlimited reservoir and contributes to the overland flows; (2) the percolation reservoir is composed of a smaller and/or deeper part of the effective porosity (S_e); the amount of water in this reservoir is limited by a maximum storage capacity ($S_{e\max}$); and (3) the retention reservoir (S_r) with no-flow water. Thus the observed changes in the water storage (S_p) are the sum of storage changes in the macropores and in the effective reservoirs.

3.3. Evapotranspiration

For irrigation purposes concerning a given tree species (Wanga et al., 2007), or here for peat invaded by vascular plants, the consumed water use or evapotranspiration (ET) is estimated from $ET = K_c ETO$ where K_c is the crop coefficient used to adjust the known reference crop evapotranspiration (ETO) (Campbell and Williamson, 1997; Spijksma et al., 1997; Binet et al., 2006; Wanga et al., 2007).

Depending on the availability of water in the peatland, the mod-

el considers that ET first consumes the water from precipitation and runoff in the S_m reservoir. The amount of evapotranspired water in the S_m reservoir is called ET_m . If ET is higher than the water available in the S_m reservoir, then evapotranspiration can use water from the percolation reservoir of the peat (S_e). Evapotranspired water in the S_e reservoir is called ET_e (see number 2 in Fig. 2). When precipitation is higher than evapotranspiration, an effective precipitation (EP) is produced.

3.4. Infiltration, runoff, and discharge

Infiltration and runoff are antagonistic processes as when the former increases, the latter decreases in the same magnitude (under constant rainfall intensity). The effective precipitation supplies the runoff reservoir (S_m). Then infiltration takes place at the interface between the runoff (S_m) and the percolation (S_e) reservoir

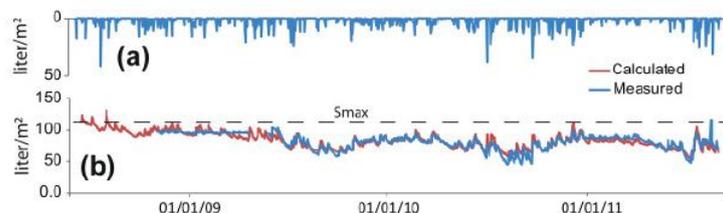


Fig. 3. Water storage fluctuations (in liter/m^2) through time in the WO well. (a) Effective rainfall (mm/day); (b) comparison between observed (S_p) and calculated ($S_m + S_e$) stored water. The dashed line represents the S_{\max} .

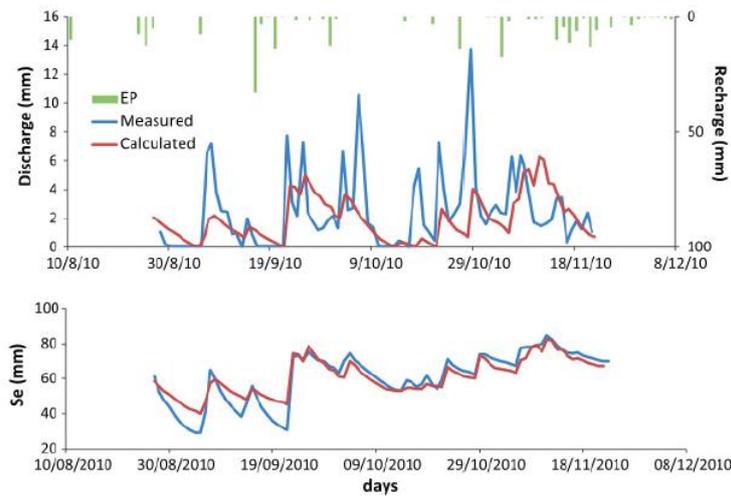


Fig. 4. Discharge in autumn 2010. (a) Effective rainfall; (b) comparison between observed discharge (OO) and discharge (R + P) calculated from a model calibrated with WT measurements.

(Fig. 2). A maximum infiltration rate (I_{max}) was used to describe the amount of water flowing from the S_m to the S_e reservoir (Carlesso et al., 2011). The amount of water infiltrated in the percolation reservoir (I) is the lowest value of the following 3 parameters: the maximum infiltration rate (I_{max}), the free volume

available in the percolation reservoir ($S_e - S_{emax}$), and the amount of water available in the S_m reservoir. The infiltration rate limits the recharge of the S_e reservoir. Using this model structure, the S_e reservoir can be unsaturated (with air entrapment) even if the S_m reservoir contains water.

3.5. Development of a WT dependent runoff model

In peat two kinds of flow take place. If overland flows occur, water flows through macropores (drains and channels) close to the peat surface. Following Holden et al. (2008), the model combines a partially submerged flow in the S_m reservoir for overland flows (no. 5 in Fig. 2) with a fully submerged flow in the S_e reservoir for flows which are representative of the depths of flows that percolate across the peatland (no. 4 in Fig. 2).

According to reservoir model theory (Maillet, 1905; Fiorillo, 2011), the percolation rate through the S_e reservoir can be considered as following a linear relationship with S_e :

$$P = \alpha p \cdot S_e \quad (4)$$

where αp is the percolation coefficient (unit = 1/day).

Similarly, the runoff flow rate is described as follows:

$$R = \alpha r \cdot S_m \quad (5)$$

Considering a Darcy reservoir, αr can be expressed as follows (Fiorillo, 2011):

$$\alpha r = (K/L) \cdot (S1/S2) \quad (6)$$

where $S1$ is the outflowing section, $S2$ the watershed area, K the hydraulic conductivity and L the characteristic length of the reservoir.

In the literature, runoff is found to decrease with WT depth in accordance with the decreases in macropores with depth (Holden et al., 2008; Daniels et al., 2008). In a regular reservoir model $S1$ is a constant. To model this relationship between WT and αr , we propose to define the outflowing surface $S1$ in Eq. (5) as WT

dependent. Thus αr will change and create a feedback on the runoff generation.

For overland flow, the conceptual model (Fig. 2) proposes that the runoff reservoir has a triangular outflow section. For a given water amount in the effective reservoir (S_e), the outflowing surface

will be:

$$S1 = (S_e \cdot w)/2 \quad (7)$$

where w is the width of the triangle at the WT surface.

If αr_{max} is the runoff coefficient when $S_e = S_{emax}$ (the peatland is saturated), by combining (5) and (6), and writing $S1$ as a function of S_{emax} , αr becomes:

$$\alpha r = \alpha r_{max} \cdot (S_e/S_{emax})^2 \quad (8)$$

Thus a WT depth dependent runoff rate is proposed (Eq. (9)):

$$R = \alpha r_{max} \cdot (S_e/S_{emax})^2 \cdot S_m \quad (9)$$

where $\alpha r_{max} \cdot (S_e/S_{emax})^2$ is the WT dependent runoff coefficient. A runoff coefficient close to 1 means that all the water from precipitation is evacuated in less than one time step of the model (here 1 day). If αr_{max} is considered to be 1, the runoff can be described without adding a new parameter to the model.

3.6. Objective function for model optimization

From the RR and ETO measurements and applying the following conceptual model, a model of peat water storage change was constructed. Four parameters, Kc , α , I_{max} and S_{emax} needed to be estimated in order to model the daily water storage changes. The parameters were estimated by comparing the observed stored water change S_e (Eq. (1)) and the calculated storage changes in the effective porosity ($S_m + S_e$). The parameters were optimized by using a nonlinear excel solver[®] with a convergence of about 0.0001 and an accuracy of about 5%.

The objective function selected to calibrate the models is of the least-squares type. It is based on the formulation proposed by Nash and Sutcliffe (1970) and given by:

$$N(\%) = 100 \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Sh, i - (S_m, i + S_e, i))^2}{\sum_{i=1}^n (Sh, i - Sh_{average})^2} \right) \quad (10)$$

These measures vary between $-\infty$ and 100% for perfect agreement and are easy to interpret. They quantify the ability of the model to explain WT variance, i.e. the improvement achieved by any model in simulating WT compared to a basic reference model simulating a constant WT equal to the mean observed one.

Klemes (1986) proposed a hierarchical assessment methodology to test model performances in calibration simulation mode (split sample test). This scheme places great importance on model verification by assessing the transposability of models in time or under changing environmental conditions. For each site, the models were successively calibrated on a sub-period (2009–2010 dataset) and then tested in verification mode on all the remaining periods (see the calibrated and verified Nash values in Table 3). The sensitivity of parameters was defined as the value that needs to be added to or subtracted from the best fit results to decrease the Nash criteria by about 5% (Table 3).

4. Field results

4.1. Catchment and discharge

The drainage network inferred from WT measurements conducted in March 2009 evidenced that the Peatland is divided into two watersheds, outflowing into the La Guette river close to the discharge points Q0 and Q1 (Fig. 1). The watershed area is respectively $2.6 \times 10^5 \text{ m}^2$ and 4.10^4 m^2 for the western and the eastern areas. Q0 percolation for the days without runoff ranged from 0.3 to 0.8 l/s (Fig. 3). The specific yield was estimated to be about 60 mm/year.

4.2. WT fluctuations

WT fluctuations were monitored during 3 hydrological cycles. Table 1 presents the annual averages, the minimum and the maximum of the WT depth, the precipitation (PP) and the evapotranspiration (ET0). The average values of the WT changed with the 3 hydrological cycles. In the DO well, for example, the average WT depth varied from 83 to 163 mm. In all the observation wells a WT decrease of 80 mm in 2009 was observed. The dynamics of the WT changed with time. Fig. 3a shows an example of the effective rainfall and stored water time evolution observed in the WO observation wells, with a low variability before June 2009, when a strong decrease occurred. After June 2009, greater variability is observed.

The maximum value of the WT depth (which delineates the acrotelm and the catotelm, Ingram, 1983), decreased by about 140–240 mm below the surface between the hydrological cycle 2008–2009 and 2009–2010 (Table 1). The highest value (424 mm) was recorded in an area invaded by vascular plants. In summer the deepest values of WT appear to be correlated with annual evapotranspiration. The 2009–2011 hydrological cycles show that the ET0 are higher than the 30 years' average.

The minimum values of the WT depth were recorded in winter and changed over the years. In the WO wells, minimum values were 56, 101 and 74 mm depth for years receiving 767, 700 and 744 mm of precipitation respectively (Table 1). In winter WT depth appears to be negatively correlated with the annual precipitation ($R = -0.896$ and $R = -0.998$, $n = 3$, for DO and WO respectively).

4.3. Daily change of water storage (ΔSp)

The effective porosity varied between 3% and 70% decreasing with the depth, and the retention porosity was 20–84%. The specific storage (Ss) ranged from 0 to $18 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-1}$. This value means that water release by peat compressibility was on the same

order of magnitude as water release through effective porosity. From these measurements, water storage in the peat column was computed with Eq. (1). The drainage table (Table 2) shows the amount of water stored in the peat for a given WT in effective and retention porosity. The maximum storage capacity in effective peat porosity (Semax) in the four observation wells was found to be 66–107 mm (Table 2). The maximum amount of water located in the retention porosity ranged from 300 to 612 mm.

5. Model of WT fluctuations

For each observation well, the optimization of the four parameters (Kc, α , I and Semax) with Eq. (10) gives the optimized parameters presented in Table 3. The objective function shows values up to 80% for the calibration stage and up to 70% for the validation stage. The proposed model can be considered as consistent with WT measurements. Fig. 3b shows that the model calibrated with the 2009–2010 WT dataset reproduces the WO WT throughout the period of observation. The same model estimates the daily runoff in accordance with observed runoff (Fig. 4). This suggests that the WT dependent runoff coefficient model is efficient and takes into account part of the possible feedback between WT and runoff.

5.1. Impact of vascular plants on the WT (Kc)

The crop coefficient was found to be 0.20 in the open areas versus 0.29 in closed ones. These results are in agreement with Campbell and Williamson (1997) who found a value of 0.22 in an open

peatbog, and with theory (Spieksma et al. 1997) which suggests that vascular plants increase evapotranspiration. Vascular plants increase the ET of the peatland, and increase the water deficit calculated for these 3 years. Vascular plants increase the summer drought effect on the WT, and thus increase the thickness of the acrotelm layer, exposing previously catotelm peat to aerobic conditions.

From this model, an average water balance of the peatland can be estimated for open and closed areas (Table 4). Over the 3 years studied, the water storage in peat decreased, showing that the inter-annual variability of precipitation and evapotranspiration influenced the peat water balance and the WT. The water storage decrease was 20 mm/year higher in closed areas, showing that vascular plants contributed to the drying of the peatland.

For the period 2008–2011, the model describes the observed WT fluctuations with a crop coefficient (Kc) that is time-independent. This means that the invasion of the site by vascular plants is not directly the cause of the observed WT change between 2008 and 2011.

5.2. Impact of vascular plants on the water flows (α and αr)

The percolation coefficients were always less than $3 \times 10^{-3} \text{ l/s}$. Thus the averaged percolation rate was about <60 mm/year and be considered negligible for the observation wells located in the closed areas with vascular plants. This is close to Van Seters and Price (2001), who omitted percolation in their water balance of Quebec peatlands. The runoff coefficient changes with the WT depth (Eq. (9)). The yearly average value was close to 1 and it fell to 0.8 during the dry summer period, in accordance with the usual values in wetland (Fetter, 1994).

Percolation in peat is slow compared to runoff. The comparison between the four modeled WT shows that an increase in the water consumption of the vascular plants decreased the percolation velocities into the peat (Table 3). These mechanisms act to enable the water supply of the plants in dried peat. Thus, in the areas with

vascular plants, without subsurface flows, the proposed model can be reduced to a 3-parameter model including runoff and storage reservoirs.

5.3. Saturation state of the peat (*Semax*)

Table 3 shows that in La Guette peatland the calculated maximum storage (*Semax*) was 81–138 mm, which is consistent with the maximum storage capacity observed in effective porosity (Table 2).

Therefore the water stored in the retention porosity (*Sr*) does not directly influence the WT fluctuations in the effective porosity (*Se*). However, the water from retention and unsaturated zones may be used by evapotranspiration. In a *Sphagnum* peatland (Fuhringawa Mire), estimates of water balance showed that an almost identical amount of water lost to evapotranspiration was re-supplied from deeper layers to the surface (Yazaki et al., 2006). Schlotzhauer and Price (1999) showed that the volumetric water content of unsaturated zones has a linear relationship with WT depth. Flows occur in the unsaturated and in the retention zones, but they are directly (<1 day) offset by the percolation reservoir. Thus this model cannot address the question of water mixing between effective and retention reservoirs.

5.4. Equilibrium positions of the WT in winter (*Imax*)

The peat appeared to be rarely fully saturated ($Se < Semax$ in Fig. 3) and the WT depth in winter changed over the years (Fig. 3). The calculated *Imax* values (0.2–2.4 mm/day) were on the same order as the usual hydraulic conductivity of peat (Fetter, 1994), suggesting that infiltration is the limiting factor controlling the maximum WT observed during winter. Due to the low infiltration rate, saturation of the peat (*Semax*, 128 mm for the WO in Fig. 3) is rarely reached in this peatland, even in winter. The runoff reservoir (*Sm*) can contain water, even if the percolation reservoir (*Se*) is not saturated. The model suggests that the observed WT variability in winter is controlled by input/output of water in the *Se* reservoir. In winter, when flows in the runoff reservoir are observed, the peat is recharged by infiltration (Table 4). The WT is in equilibrium with respect to the *Se* reservoir input (*Imax*) and output ($ETp + P$). Related to these two terms, the WT in winter will stabilize at a given depth. In this disturbed peatland, the maximum storage capacity and overland flows are not the dominant parameters to explain the amount of stored water in the peat.

Similarly, when the peat is submitted to a strong WT decrease (here a strong drought in summer 2009), the calculation suggests that the peat will need more than one year to reach a saturated state again due to the low rate of infiltration. If another drought occurs in the following years, the peat may accumulate the effects of the two droughts and the WT will strongly decrease. In this disturbed peatland, the air entrapment between runoff and the effective reservoirs (*Semax-Se*) caused by the 2009 summer drought was around 30 l/m² or 30% of the water storage capacity. This air entrapment is observed even in the winter following the drought and several hydrological cycles are required before it disappears, showing that a drought may have a long-term effect on peat hydrology. The presence of 30% of air blocked in the peat for several years can be useful to understand the biogeochemical process controlling the C cycle in disturbed peatland.

6. Conclusion

This paper investigates peat water saturation and air entrapment evolution in a peatland showing a wide range of water table fluctuations, using a conceptual model of peat saturation, that

describe the water table dynamics. A reservoir model of water table fluctuations in a multi-porosity peat is proposed from a literature review, by calculating the stored water in effective porosity of the peat from precipitation and evapotranspiration datasets. Calculations include vascular plant consumption through a crop coefficient, using a maximum infiltration rate and storage capacity, runoff and percolation coefficients. The runoff coefficient is considered to be water table dependent. This model has been tested on a peatland that has experienced strong water table fluctuations caused by summer drought and/or by vascular plant invasion. A water table dependent runoff model is able to describe the WT fluctuations in a peatland. With this model, vascular plants are found to increase evapotranspiration and to limit percolation. The maximum water tables in winter are found to change over the years and are related to an equilibrium between infiltration versus percolation plus evapotranspiration.

In this disturbed peatland, even if overland flows occur after a drought, the re-saturation of effective porosity is slow, with about 30% of air trapped in the peat porosity. The effects of drought on peat saturation are observed on more than one hydrological cycle. This can significantly affect the biogeochemical processes controlling the C cycle in peatland.

Acknowledgements

The authors would like to thank all the persons involved in the field work: Axel Aurouet, Emilie Rivoire, Aurore Aubineau and Alice Canelle. S. Gogo's salary was financed by the CG 45, the Spatioflux program and the VOLTAIRE Labex. The peatland is part of the site network certified by the National Institute of Sciences of the Universe – CNRS (INSU-CNRS) as *Observation Service of Peatlands*.

References

- Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., Palutikof, J.P., 2008. Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC Secretariat, Geneva, pp. 210.
- Binet, S., Mudry, J., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Cova, R., 2006. Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior: multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France). *Hydrogeology Journal* 14, 1107–1121.
- Binet, S., Guglielmi, Y., Bertrand, C., Mudry, J., 2007. Unstable rock slope hydrogeology: insights from the large-scale study of western Argentera-Mercantour hillslopes (South-East France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 159–168.
- Campbell, D.L., Williamson, J.L., 1997. Evaporation from a raised peat bog. *Journal of Hydrology* 193, 142–160.
- Carlesso, R., Spohr, R.B., Eltz, F.L.F., Flores, C.H., 2011. Runoff estimation in southern Brazil based on Smith's modified model and the Curve Number method. *Agricultural Water Management* 98, 1020–1026.
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Binet, S., Mudry, J., Bouillier, N., 2010. Use of continuous measurements of dissolved organic matter fluorescence in groundwater to characterize fast infiltration through an unstable fractured hillslope (Valabres rockfall, French Alps). *Hydrogeology Journal* 18, 1963–1969.
- Charmolle, A., Binet, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Mudry, J., 2009. Hydraulic interactions between fractures and bedding planes in a carbonate aquifer studied by means of experimentally induced water-table fluctuations (Coaraze experimental site, southeastern France). *Hydrogeology Journal* 17, 1607–1616.
- Chaubey, I., Ward, G.M., 2006. Hydrologic budget analysis of a small natural wetland in Southeast USA. *Journal of Environmental Informatics* 8 (1), 10–21.
- Daniels, S.M., Agnew, C.T., Allott, T.E.H., Evans, M.G., 2008. Water table variability and runoff generation in an eroded peatland, South Pennines, UK. *Journal of Hydrology* 361, 214–226.
- Fetter, C.W., 1994. *Applied Hydrogeology*, third ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, p. 691.
- Fiorillo, F., 2011. Tank-reservoir drainage as a simulation of the recession limb of karst spring hydrographs. *Hydrogeology Journal* 19, 1009–1019.
- Gogo, S., Guimbaud, C., Laggoun-Defarge, F., Catoire, V., Robert, C., 2011a. In situ quantification of CH₄ bubbling events from a peat soil using a new infrared laser spectrometer. *Journal of Soils and Sediments* 11, 545–551.
- Gogo, S., Laggoun-Defarge, F., Delarue, F., Lottier, N., 2011b. Invasion of a *Sphagnum*-peatland by *Betula* spp and *Molinia caerulea* impacts organic matter biochemistry. Implications for carbon and nutrient cycling. *Biogeochemistry* 106, 53–69.
- Gorham, E., 1991. Northern peatland: role in the carbon cycle and probable response to climate warming. *Ecological Application* 2, 182–195.

- Gruber, S., Peckham, S., 2009. Land-surface parameters and objects in hydrology. In: Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, pp. 171–185.
- Holden, J., Burt, T.P., 2003. Hydrological studies on blanket peat: the significance of the acrotelm-catotelm model. *Journal of Ecology* 91, 86–102.
- Holden, J., Kirkby, M.J., Stuart, M.J., Lane, N., Milledge, D.G., Brookes, C.J., Holden, V., McDonald, A.T., 2008. Overland flow velocity and roughness properties in peatlands. *Water Resources Research* 44, W06415.
- Ingram, H.A.P., 1983. Hydrology. In: Gore, A.J.P. (Ed.), *Ecosystems of the World 4A, Mires: swamp, bog, fen and moor*. Elsevier, Oxford, pp. 67–158.
- Kennedy, G.W., Price, J.S., 2005. A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology* 302, 13–27.
- Klimes, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* 31, 13–24.
- Lashof, D.A., De Angelo, B., Saleska, S.R., Harte, J., 1997. Terrestrial ecosystem feedback to global climate change. *Annual Review of Energy and the Environment* 22, 75–118.
- Limpens, J., Berendse, F., Blodau, C., Canadell, J.G., Freeman, C., Holden, J., Roulet, N., Rydin, H., Schaepman-Strub, G., 2008. Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications? A synthesis. *Biogeosciences Discussions* 5, 1379–1419.
- Maillet, E., 1905. *Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale [Underground and river hydrology]*. Hermann, Paris, 218 pp.
- Moore, T.R., Knowles, R., 1989. The influence of water table levels on methane and carbon dioxide emissions from peatland soil. *Canadian Journal of Soil Sciences* 69, 33–38.
- Morris, P.J., Waddington, J.M., Benscotter, B.W., Turetsky, M.R., 2011. Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model. *Ecohydrology* 4, 1–11.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 27, 282–290.
- Ours, D.P., Siegel, D.I., Glaser, P.H., 1996. Chemical dilatation and the dual porosity of humified bog peat. *Journal of Hydrology* 196, 348–360.
- Perrin, C., Michel, C., Andreassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology* 242, 275–301.
- Quinton, W.L., Marsh, P., 1999. A conceptual framework for runoff generation in a permafrost environment. *Hydrological Processes* 13, 2563–2581.
- Quinton, W.L., Hayashi, M., Carey, S.K., 2008. Peat hydraulic conductivity in cold regions and its relation to pore size and geometry. *Hydrological Processes* 22, 2829–2837.
- Restrepo, J.I., Montoya, A.M., Obeysekera, J., 1998. A wetland simulation module for the MODFLOW ground water model. *Ground Water* 36, 764–770.
- Rosenberry, D.O., Winter, T.C., 1997. Dynamics of water-table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in North Dakota. *Journal of Hydrology* 191, 266–289.
- Sarkkola, S., Koivusalo, H., Laurén, A., Kortelainen, P., Mattsson, T., Palviainen, M., Piirainen, S., Starr, M., Finér, L., 2009. Trends in hydrometeorological conditions and stream water organic carbon in boreal forested catchments. *Science of the Total Environment* 408, 92–101.
- Schlotzhauer, S.M., Price, J.S., 1999. Soil water flow dynamics in cutover peat field. *Water Resources Research* 35, 3675–3683.
- Spieksma, J.F.M., Moors, E.J., Dolman, A.J., Schouwenaaars, J.M., 1997. Modelling evaporation from a drained and rewetted peatland. *Journal of Hydrology* 199, 252–271.
- Tetzlaff, D., Soulsby, C., Waldron, S., Malcolm, I.A., Bacon, P.J., Dunn, S.M., Lilly, A., Youngson, A.F., 2007. Conceptualization of runoff processes using a geographical information system and tracers in a nested mesoscale catchment. *Hydrological Processes* 21, 1289–1307.
- Van Seters, T.E., Price, J.S., 2001. The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of an abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes* 15, 233–248.
- Violette, A., Goddérès, Y., Maréchal, J.-C., Riote, J., Oliva, P., Kumar, M.S.M., Sekhar, M., Braun, J.-J., 2010. Modelling the chemical weathering fluxes at the watershed scale in the Tropics (Mule Hole, South India): relative contribution of the smectite/kaolinite assemblage versus primary minerals. *Chemical Geology* 277, 42–60.
- Wanga, J., Sammis, T.W., Andales, A.A., Simmons, L.J., Gutschick, V.P., Miller, D.R., 2007. Crop coefficients of open-canopy pecan orchards. *Agricultural Water Management* 88, 253–262.
- Weiss, R., Shurpali, N.J., Sallantausta, T., Laiho, R., Laine, J., Alm, J., 2006. Simulation of water table level and peat temperatures in boreal peatlands. *Ecological Modelling* 192, 441–456.
- Worrall, F., Armstrong, A., Holden, J., 2007. Short-term impact of peat drain-blocking on water colour, dissolved organic carbon concentration, and water table depth. *Journal of Hydrology* 337, 315–325.
- Yazaki, T., Urano, S., Yabe, K., 2006. Water balance and water movement in unsaturated zones of *Sphagnum* hummocks in Fuhrengawa Mire, Hokkaido, Japan. *Journal of Hydrology* 319, 312–327.

Hydraulic interactions between fractures and bedding planes in a carbonate aquifer studied by means of experimentally induced water-table fluctuations (Coaraze experimental site, southeastern France)

A. Charmoille · S. Binet · C. Bertrand · Y. Guglielmi · J. Mudry

Abstract In aquifers with variable permeabilities, the water exchanges between high- and low-permeability regions are controlled by the hydraulic head gradient. Past studies have addressed this problem mainly considering steady-state hydraulic conditions. To study such exchanges during water-table fluctuations, a spring in southeastern France was equipped with a water-gate that creates 10-m artificial fluctuations of the water table. The water exchanges are discussed with respect to hydrochemical and pressure measurements in the groundwater. With successive water-table fluctuations the mineralization and pH decrease, but the bicarbonate content increases in response to carbon dioxide dissolution. At this scale of single fractures and surroundings, the hydrochemistry allows water flows from low- or high-permeability discontinuities to be discriminated. During hydraulic head fluctuations, the waters from low- and high-permeability discontinuities become mixed. During water-table rise, the

Received: 13 June 2008 / Accepted: 7 April 2009

© Springer-Verlag 2009

Tree invasion in peatlands, the drainage pattern change and effect on the water storage capacity

Authors: Emélie Viel¹, Stéphane Binet^{1,2*}, Léonard Bernard-Jannin¹, Sébastien Gogo¹ and Fatima Laggoun-Défarge¹

1 Université d'Orléans, CNRS, BRGM, ISTO, UMR 7327, 1A rue de la Férollerie 45071 Orléans, France

2 Université de Toulouse, CNRS/INEE, INPT, UPS, EcoLab UMR5245, ENSAT, 31326 Castanet Tolosan, France.

Abstract:

In peatlands, carbon storage is mainly controlled by the degree of peat water saturation. Consequently, water and carbon storage efficiency was highly affected by the development of drainage network. In many peatlands hydrology was disturbed by drainage, then changes in the organization of drains with time were observed, suggesting a long term adaptation to the initial drainage perturbation. This raises questions about the factors that influence the drainage pattern, and about the impact of these shape changes on the water balance. In the present study, historical photographs of the "La Guette" peatland (France) were used to reconstruct the drainage pattern and the land cover change from 1945 to 2010. A morphological index, quantifying the transition from a parallel to a dendritic pattern, was found to decrease with the increase in tree cover. In 1976, a forest fire evidenced a return to the sub-parallel pattern, suggesting a strict relationship between land cover and the shape of the drainage pattern. A sensitivity analysis of the effect of drainage patterns on the water balance conducted with a groundwater model and calibrated with a modern dataset suggested that since the drainage in the early 20th century, the modification in the drainage pattern from parallel to dendritic shape increased the discharge capacity of the system by 1.5 fold. Tree invasion, in addition to facilitating peat degradation and increasing tree evapotranspiration, was found to force the drainage pattern to be more dendritic, which ultimately creates an additional positive feedback increasing the water discharge capacity.

Traceur environnementaux : développement méthodologique.



Available online at www.sciencedirect.com



Geomorphology 86 (2007) 193–203

GEOMORPHOLOGY

www.elsevier.com/locate/geomorph

In situ characterization of flows in a fractured unstable slope

Stéphane Binet ^{a,*}, Jacques Mudry ^a, Claudio Scavia ^b, Stefano Campus ^c,
Catherine Bertrand ^a, Yves Guglielmi ^d

^a EA 2642 Géosciences University of Franche-Comté 16 route de Gray 25000 Besançon, France

^b Politecnico di Torino C.so Duca degli Abruzzi 24 10129 Torino, Italy

^c ARPA C.so Unione Sovietica 216 10134 Torino, Italy

^d CNRS UNSA, 250 rue Albert Einstein Sophia Antipolis 06560 Valbonne, France

Received 17 February 2006; received in revised form 29 August 2006; accepted 29 August 2006

Available online 19 October 2006

Abstract

In the case of large unstable mountain slopes, the spatial repartition of the saturated zones influence the pressure repartitions in the massif and the slope stability. This contribution proposes an evaluation of water origin and pressure transit time of groundwater flows from hydrochemical and isotopic measurements. The objective is to propose a conceptual model of the groundwater flows and a location of the saturated zones in the slope. The interpretation of time measurements of water pressure in the collapsed zone highlights (i) an evolution of flows with deformation that induces a damaging of the rock properties and (ii) the necessity to connect hydrogeological conditions and geological background in a dynamical system to analyse the pore pressure in the fractured collapsed zone.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Hydrogeomorphology; Water chemistry; Landslides; Perched water; Hydromechanical coupling

Use of continuous measurements of dissolved organic matter fluorescence in groundwater to characterize fast infiltration through an unstable fractured hillslope (Valabres rockfall, French Alps)

Jean-Baptiste Charlier • Catherine Bertrand •
Stéphane Binet • Jacques Mudry • Nicolas Bouillier

Abstract Continuous measurements of natural fluorescence of dissolved organic matter (DOM) in groundwater have been used to characterize infiltration through an unstable fractured hillslope at the event time scale. Within the gneissic Valabres rockfall area in the southern French Alps, two sites, in the unstable massif and in the collapse area, were continuously monitored for electrical conductivity and for DOM natural fluorescence using a field fluorometer, and analyzed weekly for hydrochemical data. Two main results were found. From a methodological point of view, DOM natural fluorescence was a relevant tracer of fast infiltration in fissured media, knowing that continuous measurements improved the study of infiltration processes at the event time scale. From a hydrogeological point of view, the unstable fractured massif showed delayed dilution phenomena and the collapse areas showed fast and slow infiltration by piston-type flows via more or less open fractures. Consequently, from this conceptual model one may suppose that, unlike the collapse zones, the fractured hillslope threatening the valley is not submitted to strong pore-water pressure variations.

Received: 29 December 2009 / Accepted: 13 October 2010
Published online: 4 November 2010

© Springer-Verlag 2010

Development of a Darcy-Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France)

Ali Salim Joodi · Stanislas Sizaret · Stéphane Binet ·
Ary Bruand · Patrick Alberic · Michel Lepiller

Abstract Darcy's law is the equation of reference widely used to model aquifer flows. However, its use to model karstic aquifers functioning with large pores is problematic. The physics occurring within the karstic conduits requires the use of a more representative macroscopic equation. A hydrodynamic model is presented which is adapted to the karstic aquifer of the Val d'Orléans (France) using two flow equations: (1) Darcy's law, used to describe water flow within the massive limestone, and (2) the Brinkman equation, used to model water flow within the conduits. The flow equations coupled with the transport equation allow the prediction of the karst transfer properties. The model was tested by using six dye tracer tests and compared to a model that uses Darcy's law to describe the flow in karstic conduits. The simulations show that the conduit permeability ranges from 5×10^{-6} to $5.5 \times 10^{-5} \text{m}^2$ and the limestone permeability ranges from 8×10^{-11} to $6 \times 10^{-10} \text{m}^2$. The dispersivity coefficient ranges from 23 to 53m in the conduits and from 1 to 5m in the limestone. The results of the simulations carried out using Darcy's law in the conduits show that the dispersion towards the fractures is underestimated.

Received: 9 October 2008 / Accepted: 16 September 2009

Keywords Karst · Numerical modelling ·
Solute transport · Brinkman equation · France

Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior: multiparametric study and local validation of the Siou-Blanc massif (Toulon, France)

Stéphane Binet · Jacques Mudry ·
Catherine Bertrand · Yves Guglielmi · René Cova

Abstract Key parameters controlling the recharge and behavior of Mediterranean karsts were selected in order to make a quantitative description of northeastern Mediterranean karsts on a regional scale. The methodology was applied to an actual karstic aquifer on the Siou-Blanc Plateau (France). For the recharge study, it was observed that the average yearly rainfall value and $\delta^{18}\text{O}$ measurements in springs can be considered as good descriptors of climatic variations observed in the Mediterranean area. They can be used to estimate the intake area and the infiltration coefficient. A comparison with a numerical (double permeability) flow model (MODFLOW) on the Siou-Blanc karst improves these exponential relations between effective rainfall and $\delta^{18}\text{O}$ measurements. Infiltrated water, which flows through different rock types, induces contrasts in the water chemistry. An instantaneous physical and chemical analysis of all the springs of the Siou-Blanc aquifer displays the same expected functioning and variations as had been forecast using the conceptual scheme. Thus, it can be applied to wide areas associated with a northeastern Mediterranean climate for a first approach of a karst study; such a model enables a useful estimation of recharge and behavior with few simple data.

Received: 23 March 2004 / Accepted: 14 March 2006

© Springer-Verlag 2006

Groundwater Vulnerability and Risk Mapping Based on Residence Time Distributions: Spatial Analysis for the Estimation of Lumped Parameters

M. Dedewanou^{1,2} · S. Binet^{1,3} · J. L. Rouet¹ ·
Y. Coquet¹ · A. Bruand¹ · H. Noel²

Received: 27 March 2015 / Accepted: 2 September 2015
© Springer Science+Business Media Dordrecht 2015

Abstract Specific vulnerability estimations for groundwater resources are usually geographic information system-based (GIS) methods that establish spatial qualitative indexes which determine the sensitivity to infiltration of surface contaminants, but with little validation of the working hypothesis. On the other hand, lumped parameter models, such as the Residence Time Distribution (RTD), are used to predict temporal water quality changes in drinking water supply, but the lumped parameters do not incorporate the spatial variability of the land cover and use. At the interface between these two approaches, a GIS tool was developed to estimate the lumped parameters from the vulnerability mapping dataset. In this method the temporal evolution of groundwater quality is linked to the vulnerability concept on the basis of equivalent lumped parameters that account for the spatially distributed hydrodynamic characteristics of the overall unsaturated and saturated flow nets feeding the drinking water supply. This vulnerability mapping method can be validated by field observations of water concentrations. A test for atrazine specific vulnerability of the Val d'Orléans karstic aquifer demonstrates the reliability of this approach for groundwater contamination assessment.

Keywords Specific vulnerability · Advection / dispersion · Residence time distribution · Equivalent parameters

Water and acrylamide monomer transfer rates from a settling basin to groundwaters

Stéphane Binet · Kathy Bru · Thomas Klinka ·
Solène Touzé · Mickael Motelica-Heino

Received: 28 February 2014 / Accepted: 26 May 2014
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014

Abstract The aim of this paper was to estimate the potential leakage of acrylamide monomer, used for flocculation in a settling basin, towards the groundwaters. Surface-groundwater interactions were conceptualized with a groundwater transport model, using a transfer rate to describe the clogged properties of the interface. The change in the transfer rate as a function of the spreading of the clogged layer in the settling basin was characterized with respect to time. It is shown that the water and the Acrylamide transfer rate are not controlled by the spreading of the clogged layer until this layer fully covers the interface. When the clogged layer spreads out, the transfer rate remains in the same order of magnitude until the area covered reaches 80 %. The main flux takes place through bank seepage. In these early stage conditions of a working settling basin, the acrylamide flux towards groundwaters remains constant, at close to 10 g/year (± 5).

Keyword Acrylamide · Water transfer rate · Clogged layer · Groundwater

Résumé

Aujourd'hui, la compréhension du fonctionnement de la zone critique (interface atmosphère-sol-zone-non saturé-aquifère) et de ses réactions face aux changements environnementaux (perturbations anthropiques et changement climatique) est un enjeu majeur pour l'homme qui y vit, en tire ses ressources et en subit les aléas. Dans cette zone l'eau, le principal agent de transport, est majoritairement stockée sous terre (représentant 30% des réserves d'eau douce continentale). Le milieu souterrain participe donc à la régulation du cycle de l'eau, jouant le rôle de tampon lors d'événements extrêmes et de soutien durant les étiages. Indirectement, cette réserve régulatrice affecte les cycles du carbone et des contaminants par des effets de dilution et/ou d'atténuation (dénitrification, pouvoir tampon etc...). Elle participe au maintien des processus écologiques et à la préservation de la biodiversité. Sous terre, les discontinuités augmentent la surface de contact de l'interface surface/souterrain. Les milieux discontinus comme les aquifères karstiques, les tourbières et les milieux fracturés sont des systèmes où les mélanges d'eau sont exacerbés, faisant de ces lieux des hot spots en termes de régulation des flux d'eau et de carbone vers les rivières.

Quelles sont les facteurs qui contrôlent ces mélanges d'eau lors d'une crue? Évoluent-ils face aux changements environnementaux? Ces questions nécessitent une approche couvrant plusieurs échelles temporelles, de la dynamique d'une crue (horaire) à celle des changements climatiques (décennie ou siècle). Ce travail est rendu possible grâce aux bases de données historiques des observatoires et/ou grâce à la mise en place de nouveaux indicateurs de l'évolution de cette réserve et de sa recharge.

Pour étudier ces mélanges et les réactions à l'interface surface/souterrain, mon travail porte sur deux aspects, le développement de nouvelles méthodes d'estimation de l'âge de l'eau en utilisant des traceurs environnementaux et la mise au point d'outils de modélisation couplée hydro-chimique nécessaires à l'interprétation quantitative de ces données. Ces outils et méthodes ont été appliqués à différents milieux afin de quantifier les mélanges d'eau et de mettre en évidence les mécanismes qui contrôlent ces échanges.

Les volumes d'eau stockés dans la réserve régulatrice sont le résultat d'un équilibre complexe entre propriétés (intrinsèques) hydrodynamiques des roches et les flux (conditions aux limites) traversant ces systèmes. Il en découle que les stocks de la réserve régulatrice sont des stocks transitoires, sensibles aux changements enregistrés en surface, comme les perturbations anthropiques (drainage, occupation du sol) et aux cyclicités du climat.

Concernant les flux de matières, les capacités de stockage de ces systèmes retardent et/ou atténuent l'impact des contaminations vers l'aval. La zone de mélange crée des gradients géochimiques provoquant des réactions comme la production de carbone organique dans les tourbières ou de carbone inorganique dans les systèmes karstiques. Les observations à la sortie de ces systèmes montrent que les acides carboniques du sol, les fertilisants agricoles, les pluies acides, la matière organique particulaire des rivières réagissent au contact de la roche. Ces réactions sont toutes limitées par la quantité d'eau de surface apportée vers le milieu souterrain. Le flux d'eau à l'interface surface/souterrain contrôle donc les flux de carbone vers les rivières.

Ce travail devrait permettre d'intégrer pleinement le rôle des eaux souterraines dans les cycles du carbone et des contaminants en contexte de changements climatiques, mais aussi d'un point de vue plus opérationnel d'améliorer nos méthodes d'estimation de la vulnérabilité et de protection de la ressource en eaux souterraines.